STU
7437

HARVARD UNIVERSITY

Library of the
Museum of
Comparative Zoology

S-ES-Stuttgart

Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde

Herausgegeben vom
Staatlichen Museum für Naturkunde in Stuttgart

Serie B

Geologie und Paläontologie

Nr. 1—21

Schriftleiter:
Gert Bloos

Stuttgart

1972—1976

Die Arbeiten Nr. 1—21 umfassen 1139 Druckseiten und enthalten 104 Tafeln, 243 Abbildungen, 1 Bildnis und 66 Tabellen.

2115
42

S-ES-Stuttgart

Inhalt

Nr. 1—21

Nr.

1 SIEWERT, W.: Schalenbau und Stammesgeschichte von Austern, 57 S., 6 Taf., 12 Abb.; 1972.

2 MÜLLER, W.: Beobachtungen an der hexactinelliden Juraspongie *Pachyteichisma lamellosum* (GOLDF.). 13 S., 3 Taf., 6 Abb.; 1972.

3 ADAM, K. D.: Die mittelpleistozäne Säugetier-Fauna aus dem Heppenloch bei Gutenberg (Württemberg). 247 S., 52 Taf., 29 Abb., 39 Tab.; 1975.

4 ADAM, K. D.: Karl Staesche 70 Jahre. 14 S., 1 Bildnis; 1973.

5 BLOOS, G.: Ein Fund von Seeigeln der Gattung *Diademopsis* aus dem Hettangium Württembergs und ihr Lebensraum. 25 S., 3 Taf., 3 Abb.; 1973.

6 ADAM, K. D.: Die „Artefakte des *Homo steinheimensis*" als Belege urgeschichtlichen Irrens. 99 S., 24 Abb., 22 Tab.; 1974.

7 REIF, W.-E.: Ontogenese des Hautskeletts von *Heterodontus falcifer* (Selachii) aus dem Untertithon. 16 S., 7 Abb.; 1973.

8 WARTH, M.: Über Mineralien und Fossilien der Stuttgarter Kunstkammer. Bemerkenswertes aus Inventarien des 17. und 18. Jahrhunderts. 72 S., 4 Abb.; 1974.

9 ZIEGLER, B.: Über den *Ammonites aporus* OPPEL. 6 S., 7 Abb.; 1974.

10 REIF, W.-E.: *Metopacanthus* sp. (Holocephali) und *Palaeospinax egertoni* S. WOODWARD (Selachii) aus dem unteren Toarcium von Holzmaden. 9 S., 4 Abb.; 1974.

11 ZIEGLER, B.: Über Dimorphismus und Verwandtschaftsbeziehungen bei „Oppelien" des oberen Juras (Ammonoidea: Haploceratacea). 42 S., 2 Taf., 19 Abb.; 1974.

12 MÜLLER, W.: Beobachtungen an der hexactinelliden Juraspongie *Casearia articulata* (SCHMIDEL). 19 S., 4 Taf., 6 Abb.; 1974.

13 FÜRSICH, F. TH.: Corallian (Upper Jurassic) trace fossils from England and Normandy. 52 S., 2 Taf., 36 Abb.; 1974.

14 DIETL, G.: Zur Stratigraphie und Ammonitenfauna des Oberbajocium der westlichen Keltiberischen Ketten (Spanien). 21 S., 3 Taf., 7 Abb., 1 Tab.; 1974.

15 GEISTER, J.: Riffbau und geologische Entwicklungsgeschichte der Insel San Andrés (westliches Karibisches Meer, Kolumbien). 203 S., 11 Taf., 29 Abb.; 1975.

16 NITZOPOULOS, G.: Faunistisch-ökologische, stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen am Schwammstotzen-Komplex bei Spielberg am Hahnenkamm (Ob. Oxfordien, Südliche Frankenalb). 143 S., 11 Taf., 18 Abb., 3 Tab.; 1974.

17 WILD, R.: Ein Flugsaurier-Rest aus dem Lias Epsilon (Toarcium) von Erzingen (Schwäbischer Jura). 16 S., 2 Taf., 4 Abb., 4 Tab.; 1975.

18 SAPUNOW, I. G. & ZIEGLER, B.: Stratigraphische Probleme im Oberjura des westlichen Balkangebirges. 47 S., 3 Taf., 14 Abb.; 1976.

19 MÄUSSNEST, O.: Über einige Tuffschlote des südlichen Oberrheingrabens. 9 S., 5 Abb.; 1976.

20 KANT, R.: Variantenbildung bei *Syngastrioceras oblatum* (MILLER & MOORE), eine bautechnische Analyse. 8 S., 5 Abb.; 1976.

21 SCHLATTER, R.: Die Stufe des Lotharingium im unteren Lias des Klettgau (Kanton Schaffhausen, Schweiz). 21 S., 2 Taf., 4 Abb.; 1976.

Druck: Ph. C. W. Schmidt, 8530 Neustadt/Aisch

Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde

Herausgegeben vom

Staatlichen Museum für Naturkunde in Stuttgart

Serie B (Geologie und Paläontologie), Nr. 16 Stuttgart 1974

MUS COMP ZOOL LIBRARY
JUL 8 1976
HARVARD

Faunistisch-ökologische, stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen am Schwammstotzen-Komplex bei Spielberg am Hahnenkamm

(Ob. Oxfordien, Südliche Frankenalb)

Von Georgios Nitzopoulos, Dryowouno (Kozani, Griechenland)

Mit 11 Tafeln, 18 Abbildungen und 3 Tabellen

Zusammenfassung

Gegenstand der Arbeit ist eine Schichtfolge des Oberen Oxfordien, in der sich Bank- und Schwammstotzen-Fazies verzahnen.

Sedimentologischer Teil: Es werden drei Faziestypen unterschieden: Biolithit-, Bioarenit- und Schlammfazies. Für strukturlose bzw. schlierige Algenbildungen wird der Begriff Aphanostromata eingeführt.

Palökologischer Teil: Mehrere Faunengemeinschaften werden unterschieden und ihre Beziehungen zueinander und zum Sediment dargestellt. Zwei Biotope lassen sich unterscheiden: Bank- und Stotzenbereich. Der Stotzenbereich wird als Aufwölbung des submarinen Reliefs mit verringerter Sedimentation gedeutet; als Bildungstiefe werden 50—100 m angenommen.

Paläontologischer Teil: Die aufgefundenen Cephalopoden werden beschrieben. Drei neue Ammonitenarten werden aufgestellt: *Taramelliceras exopleurum, Lithacoceras spielbergense, Idoceras proteron.* Es werden erstmals Ataxioceraten im Oberoxfordien nachgewiesen.

Stratigraphischer Teil: Die Schichtfolge des Oxfordiens und tieferen Kimmeridgiens (sensu Arkell) wird als „Hahnenkammfolge" zusammengefaßt und lithologisch in sechs Einheiten gegliedert. Es konnte keine lückenlose Zonenfolge wie in Württemberg ausgeschieden werden. Nur bestimmte Profilabschnitte führen Index-Fossilien, für sie wurde der Begriff „Niveau" der betreffenden Index-Art verwendet.

Summary

Two types of carbonate sediments represent the Upper Oxfordian of the Heidenheim area in the Hahnenkamm hills of southern Germany. Bedded sequences intercalate with sponge-mud-mounds that hardly show any layering. Sections taken from these facies are the fundamentals of the study.

1. Sedimentology. Description deals with rock constituents (matrix, sponge-mummies, aphanostromata, stromatolites, intraclasts and bioclasts of multiple derivation. Genesis of the sediment is discussed.

The term „aphanostromata" (plural) is introduced to cover non-structural and schlieren-type algal growths.

According to association and spatial distribution of the rock constituents three facial realms are distinguished: biolithite — bioarenite — lutite (mud).

2. Palecology. Primarely relations between fauna and sediment are considered. The contrast mud-mound versus bedded facies is striking. Beside sponges and their especial associates (bryozoa, annelids, stromatolites, aphanostromata) regular sea urchins and *Isoarca striatissima* dwelt on the mud-mounds.

The bedded off-mound sediments harbor an endobenthonic fauna, with burrowing forms as *Pholadomya acuminata, Cuspidaria fontannesi* and *Collyrites*. A rather soft sediment can be deduced from its inhabitants.

Conclusions derived from faunal, ecological, and sedimentological observations help to unterstand the depositional environment. The mound area is considered to be a sponge settlement on an elevated spot of a pre-existing submarine relief.

The bedded facies in the neighbourhood of the mound, therefore, is of reduced thickness as compared to the normal conditions further off-mound.

Hermatypic corals and reef detritus in the strict sense are absent. Consequently, mound building had been going on at a level below wave action and supposedly below the ecological optimum for true reef faunas (corals, large pelecypods, and gastropods etc.). Depth of the Jurassic sea at that time and locality is estimated to range from 50 to 100 m.

3. Paleontology. Main interest is centered on the cephalopod fauna. Bed by bed collecting allowed to recognize distribution patterns. The fauna contains some unusual elements (due to insulation of the mound?). Three ammonite species are reported new: *Taramelliceras exopleurum, Lithacoceras spielbergense*, and *Idoceras proteron*. *I. proteron* ist thought to be the forerunner of true idoceratids; morphological and perhaps phylogenetical, relations to *I. laxevolutum* seem to exist. The *I. planula* population proved to be of considerable and hitherto insufficiently known variability.

An outline of sculpture variability is documented by illustrations and numerical data. Two ataxioceratids were extracted from the Upper Oxfordian beds of the „Schneider" quarry.

4. Stratigraphy. The sequence of the well bedded limestones of Oxfordian and Lower Kimmeridgian (sensu Arkell) ages is subdivided according to lithologic units. Six rock units are joined in the Hahnenkamm formation (Heidenheim, Gelbebürg, Oberweiler, Schlittenharter, Degersheimer, and Rohracher members resp.).

Exact subdivision of Oxfordian and Lower Kimmeridgian by means of zonal indices is not possible in the southern Franconian Alb at present, quite in contrast to Württemberg. We therefore introduce the term „Niveau" of an index-species for those bed sequences of sections that contain index fossils over precisely known extensions.

Inhalt

Seite

Vorwort 4
1. Einführung 5
1.1. Lage und geologische Situation des Arbeitsgebietes 5
1.2. Übersicht über die örtlichen Verhältnisse und bisherigen Kenntnisse 5
1.3. Untersuchungsziele 7
1.4. Grundsätzliches zum Begriff „Schwammstotzen" 7
1.5. Der Schwammstotzenkomplex vom Spielberg 9
Lagerungsverhältnisse im Steinbruch „Schneider" 9
2. Sedimentologie 14
2.1. Zusammensetzung der untersuchten Gesteinsproben 14
2.1.1. Grundmasse 14
2.1.2. Einschlüsse 14
2.1.2.1. Karbonatische Einschlüsse 15
Schwämme 15
Kalkalgen 17
Stromatolithe 18
Aphanostromata 20
Intraklaste unbekannter Herkunft („Tuberoide") 22
Bioklaste 26
Pellets 27
Kotpillen 28

2.1.2.2. Authigene Mineralien . . . 29
Eisensulfide . . . 29
Glaukonit . . . 30
2.1.2.3. Terrigene Komponenten . . . 31
Tonmineralien . . . 32
Quarz . . . 32
Muskovit . . . 32
2.2. Fazies- und Gesteinstypen nach der Assoziation der Sedimentkomponenten . . . 32
Biolithitfazies . . . 32
Bioarenitfazies . . . 33
Schlammfazies . . . 34
3. Palökologie . . . 34
3.1. Foraminiferen . . . 34
3.2. Porifera - Bryozoa - Annelida . . . 40
3.3. Brachiopoda . . . 42
3.4. Pelecypoda . . . 43
3.5. Gastropoda . . . 47
3.6. Cephalopoda . . . 47
3.7. Arthropoda . . . 49
3.8. Echinidermata . . . 50
3.9. Ökologische Einteilung der Megafauna . . . 50
4. Ablagerungsmilieu . . . 52
4.1. Submarines Relief . . . 52
4.2. Wasserbewegungen . . . 53
4.3. Meerestiefe . . . 54
4.4. Wassertemperatur . . . 56
4.5. Salinität . . . 56
5. Paläontologie . . . 56
5.1. Die Amomnitenfauna . . . 57
5.1.1. Material und Methodik . . . 57
5.1.2. Systematik . . . 57
Haploceratidae . . . 58
Glochiceras . . . 58
Oppeliidae . . . 58
Ochetoceras . . . 58
Trimarginites . . . 58
Taramelliceras . . . 58
Cardioceratidae . . . 62
Amoeboceras . . . 62
Perisphinctidae . . . 62
Perisphinctes . . . 63
Lithacoceras . . . 65
Ataxioceras . . . 69
Idoceras . . . 72
Nebrodites . . . 78
Ringsteadia . . . 79
Pictonia . . . 80
Rasenia . . . 80
Sutneria . . . 81
Aspidoceratidae . . . 81
Epaspidoceras . . . 81
Physodoceras . . . 81
Aptychi . . . 82
5.2. Nautiloidea . . . 82
5.3. Coleoidea . . . 82
6. Stratigraphie . . . 83
6.1. Historischer Überblick . . . 83
6.2. Lithostratigraphie . . . 90

6.2.1. Hahnenkamm-Folge 91
Heidenheimer Schichten 91
Gelbebürg-Schichten 91
Oberweiler Schichten 92
Schlittenharter Schichten 92
Degersheimer Schichten 93
Rohracher Schichten 93
Streitberger Schichten 94
6.3. Biostratigraphie 94
6.3.1. Niveau des *Perisphinctes plicatilis* 96
6.3.2. Niveau des *Amoeboceras alternans* 97
6.3.3. Niveau des *Epipeltoceras bimammatum* 98
6.3.4. Niveau des *Idoceras planula* 99
6.3.5. Niveau der *Sutneria galar* 101
6.3.6. Niveau der *Sutneria platynota* 102
6.3.7. Niveau des *Ataxioceras hypselocyclum* 103
6.3.8. Niveau des *Aspidoceras uhlandi* 103
6.4. Betrachtungen zur „Malm Alpha/Beta-Grenze" aus paläontologischer Sicht 105
6.4.1. Das „Kaserne"-Profil 105
6.4.2. Bedeutung der Ammonitenfunde für die Grenzziehung 106
6.4.3. Bedeutung der Foraminiferenfunde für die Grenzziehung 109
6.5. Zur Korrelierung des „Schneider"-Profils 111
7. Ergebnisse 111
Literatur 112
Tafeln 122

Vorwort

Die Anregung zu dieser Arbeit gab Herr Professor Dr. K. W. Barthel. Für sein stets reges Interesse am Fortgang der Untersuchungen danke ich ihm hier ganz besonders herzlich.

Die Geländetätigkeit erfolgte im Frühjahr und Sommer 1970 sowie im August 1971. Sie wäre ohne das Entgegenkommen der Familie A. Schneider, Besitzer der „Stein- und Schotterwerke Schneider, Hechlingen/Mfr.", nicht möglich gewesen.

Die Auswertung der Geländebefunde führte ich am Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität München und ab Frühjahr 1971 am Institut für Geologie und Paläontologie der Technischen Universität Berlin durch.

Mein Dank gilt zuerst Herrn Professor Dr. R. Dehm, München, der mir bereitwillig alle erforderlichen Einrichtungen seines Institutes zur Verfügung stellte und Zutritt zum Belegmaterial der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie gewährte.

Herrn Professor Dr. B. Ziegler, Stuttgart, bin ich für die Drucklegung verpflichtet.

Herr Dr. G. Schairer half mir bei der Bestimmung der Ammoniten, Herr Dr. R. Förster bei der Beschaffung der Literatur. Herr Dipl.-Geol. A. Yamani unterstützte mich bei der Bestimmung der Pelecypoden, Herr Dr. Th. Noussianos führte einige röntgenographische Analysen durch. Für diese Hilfen bedanke ich mich sehr.

In Berlin führte ich meine Arbeiten weiter unter der umsichtigen Betreuung von Herrn Professor Dr. K. W. Barthel. Zahlreiche Ratschläge verdanke ich ferner Herrn Professor Dr. A. v. Hillebrandt.

Bei der Anfertigung vorliegender Arbeit unterstützten mich Frl. B. Dunker (Zeichenarbeiten), Herr B. Kleeberg (Photoarbeiten), Herr K. Nikoleit (Schliffe, Präparation), Frau E. Peukert (Röntgenanalysen), Frau Dipl.-Geol. S. Mergler-Schütz und Herr Dipl.-Geol. K. Schütz (Durchsicht des Manuskriptes) sowie Frl. G. Schwinn (Schreibarbeiten). Anregende Diskussionen hatte ich mit den Herren Professor Dr. H. Kallenbach, Dipl.-Geol. M. Abtahi, Dr. W. Barth, Dipl.-Geol. V. Diersche, cand. geol. M. Fay, Dr. J. Schröder, Dipl.-Geol. R. Walter und Dipl.-Geol. I. Zöller. Ihnen allen danke ich vielmals.

Herr Dr. G. Bloos, Ludwigsburg, war so liebenswürdig, das endgültige Manuskript kritisch zu überprüfen.

Die Belegstücke zu dieser Arbeit sind im Staatlichen Museum für Naturkunde in Stuttgart deponiert.

1. Einführung

1.1. Lage und geologische Situation des Arbeitsgebietes

Das Untersuchungsgebiet gehört dem südwestlichsten Teil der Frankenalb an und liegt etwa 20 km nordöstlich vom Zentrum des Nördlinger Rieses. Es umfaßt die NW-Spitze des Hahnenkamms nördlich Heidenheim (vgl. Abb. 1), jenen Teil der südwestlichen Frankenalb also, dessen Oxfordien-Ablagerungen in zwei verschiedenen Fazies auftreten:

1. Die gebankte Fazies (auch Schicht-, Cephalopoden- oder Normalfazies genannt) besteht aus einem Wechsel von Kalk-, Mergelkalk- und Mergelbänken, die in einem gewissen Bankungsrhythmus aufeinanderfolgen und sich deshalb für stromatometrische Vergleiche eignen.

2. Im Verband mit der Bankfazies, die die Grundlage der lithostratigraphischen Gliederung bildet, steht die sogenannte „Schwamm"- oder „Stotzenfazies". Deren Gesteine sind grob und unregelmäßig gebankt bis ungebankt.

Im allgemeinen tritt die Stotzenfazies im Oxfordien der Südlichen Frankenalb sehr untergeordnet auf. Neben dem in Abb. 1 eingetragenen Schwammareal liegt ein weiteres, jedoch wesentlich kleineres ca. 1 km westlich Heidenheim auf dem von der Alb abgetrennten Rechenberg und ein drittes schließlich nördlich Dietfurt bei Breitenbrunn, an der geographischen Grenze zwischen Südlicher und Mittlerer Frankenalb (vgl. B. v. Freyberg 1966, Abb. 10).

Am Hahnenkamm setzt die Verschwammung im obersten, noch stark mergeligen Mitteloxfordien ein (vgl. Abb. 1) und reicht offensichtlich nicht bis zum Ende des Oxfordien (vgl. S. 94).

1.2. Übersicht über die örtlichen Verhältnisse und bisherige Kenntnisse

Zu Beginn unseres Jahrhunderts wurden im Oberen Jura nördlich Heidenheim mehrere Steinbrüche eröffnet. Es handelt sich hierbei zumeist um kleine und fast ausnahmslos im Bereich der Bankfazies liegende Steinbrüche, die heute stillgelegt und zum größten Teil wieder aufgefüllt sind. Das abgebaute Material diente vorzugsweise für Bau- und Schotterzwecke.

L. Wegele (1929) und H. Schmidt-Kaler (1962; 1970) haben diese Aufschlüsse kurz beschrieben und stratigraphisch behandelt. Während Wegele mehr den Fossilinhalt berücksichtigte, befaßte sich Schmidt-Kaler vorwiegend mit der Bankvermessung und -parallelisierung der Brüche miteinander. Seine graphisch dargestellten (1962, Taf. 1) und auch im Wortlaut (1970, 103 ff.) publizierten Bankungsprofile sind durch die Möglichkeit des „Einhängens" von Teilprofilen von grundlegender Bedeutung.

Einen guten Einblick in die gebankte Fazies gewährten während der Geländeaufnahmen in den Monaten April bis September 1970 die Baugruben am Truppenübungsplatz nördlich Heidenheim (vgl. Abb. 1, Stbr. „Kaserne"; R: 44 07 91 / H: 54 33 97). Das hier gewonnene Profil läßt sich trotz seiner Nähe zur Stotzenfazies in das von Schmidt-Kaler angegebene Schema einwandfrei einfügen.

Im Bereich der Stotzenfazies sind die Aufschlüsse äußerst selten. Der beste und zugleich einer der interessantesten des Südlichen Frankenalb ist der zu der Gemeinde Spielberg gehörende, aufgelassene Steinbruch des Schotterwerkes Schneider. Er liegt

ca. 2 km NNW der Ortschaft Heidenheim und rund 800 m ENE von Obelshof (s. Abb. 1, Stbr. „Schneider"; R 44 07 28 / H: 54 34 04). Der Steinbruch schneidet den SSE-Rand des Schwammareals bei Spielberg (s. Abb. 1) in NW- und NE-Richtung (s. Abb. 2). Er bildet den exemplarischen Ausgangspunkt für eine Studie über den Aufbau von Schwammstotzen und ihren Übergang in die geschichtete Fazies.

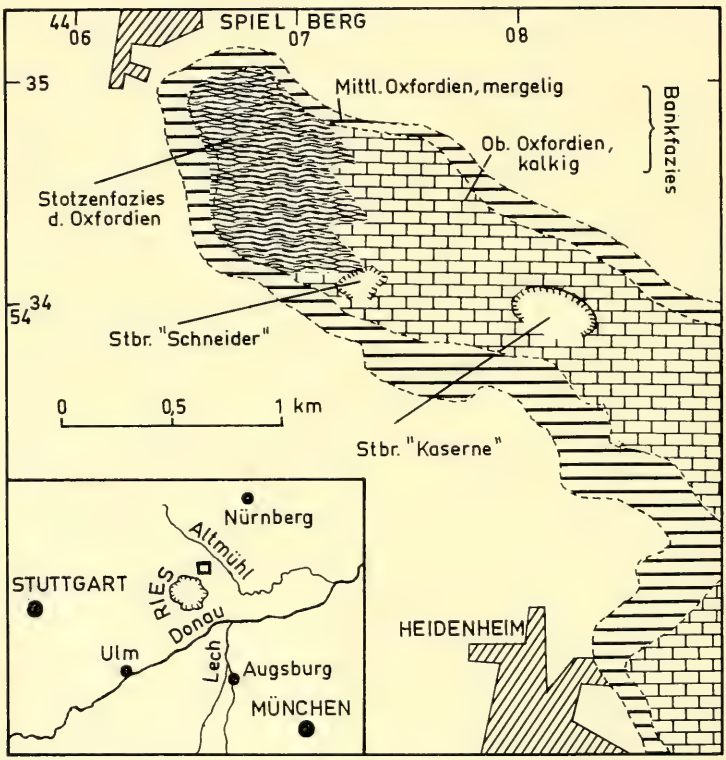


Abb. 1. Lage (□) und geologische Situation des Arbeitsgebietes.

Fig. 1. Geographical and geological outlines. □ area of investigations.

Dieser Aufschluß sowie die Baugruben am Truppenübungsplatz wurden bereits im Frühjahr 1968 im Rahmen meiner Diplomarbeit (Nitzopoulos 1968) kurz untersucht. Dabei stellte es sich heraus, daß die Sedimentmächtigkeit in der unmittelbaren Nähe der Stotzenbildungen ungewöhnlich gering ist, was im Widerspruch zu den bisher bekannten „Riffsediment-Verhältnissen" steht. Eine Bank-für-Bank-Parallelisierung dieses Sedimentpaketes mit den gleichaltrigen Nachbarprofilen konnte deshalb auf lithologischer Basis nicht durchgeführt werden.

Ferner zeigte es sich bei den Fossilaufsammlungen, daß die Stotzenbildungen und ihre nähere Umgebung neben den üblichen und recht häufig auftretenden Faunenelementen auch solche beherbergen, die bislang nur selten oder überhaupt noch nie anderweitig angetroffen werden konnten.

Schon Wegele (1929, 148—150) machte hier ähnliche Feststellungen und führte eine Reihe von Fossilien, darunter auch einige neue Formen an. Zu Wegeles Zeit war allerdings der Steinbruch nur halb so groß, denn die NE-Hälfte wurde viel später

von der Firma „Stein- und Schotterwerke Schneider, Hechlingen" in Betrieb genommen. Der Abbau wurde dann anfangs der 60er Jahre eingestellt. Eine Wiederaufnahme der Arbeiten ist nicht mehr vorgesehen, zumal der südöstliche bis östliche, abbauwürdige Teil des Bruches heute aufgefüllt ist.

K. W. Barthel (1963) und G. Schairer (1968) geben aus dem selben Aufschluß je den Fund eines seltenen Ammoniten an. Von besonderem Interesse ist, daß Barthels Fund, ein *Nebrodites* (*Mesosimoceras*) *evolutus* (Gemmellaro), das nördlichste bisher bekannte Vorkommen dieser Art darstellt.

1.3. Untersuchungsziele

Die oben dargelegten Tatsachen gaben den Anstoß zu der vorliegenden Arbeit. Deren Hauptaufgabe war somit die Interpretation der Sedimentationsvorgänge im Schwammstotzenbereich und in seiner unmittelbaren Umgebung, sowie die Bearbeitung der dort angesiedelten Fauna.

Der horizontale Abbau im Stotzenbereich und in der daran anschließenden geschichteten Fazies ließ Aussagen über eine eventuelle Änderung in der Faunenzusammensetzung sowohl in vertikaler als auch in horizontaler Richtung erwarten. Anhand dieser und der sedimentologischen Ergebnisse sollten Rückschlüsse auf die ökologischen Bedingungen im und um den Schwammstotzenkomplex von Spielberg gezogen werden.

Im Verlauf der Arbeit hat sich allerdings noch ein anderes Problem, nämlich die Entwirrung des terminologischen Durcheinanders von litho- und zeitstratigraphischen Begriffen, herausgeschält. Es sollte nun versucht werden, das Oxfordien und tiefere Unterkimmeridgien (sensu Arkell) im Hahnenkammgebiet lithofaziell zu gliedern und die so ausgeschiedenen Einheiten neu zu definieren und mit Lokalitätsbezeichnungen zu versehen, wie dies international in der Stratigraphie üblich ist.

1.4. Grundsätzliches zum Begriff „Schwammstotzen"

Der Obere oder Weiße Jura Süddeutschlands zeichnet sich bekanntlich durch „Schwammbildungen" aus, die in einem relativ schmalen, der Tethys nördlich vorgelagerten epikontinentalen Randstreifen auftreten.

E. Fischer (1913, 54 ff.), der sich als erster mit den Lagerungsverhältnissen und der Entstehungsweise dieser Bildungen befaßte, unterschied zwischen „Schwammriffen i. e. S.", „Schwammstotzen" und „Schwammbänken". Während die ersteren nach Fischer (1913, 59—60) eine geringe Grundfläche, dafür aber ein bedeutendes Höhenwachstum aufweisen, verhält es sich bei den „Schwammbänken" gerade umgekehrt: Sie bilden breite, kappenartige Formen mit ziemlich großer Flächenausdehnung, aber geringem Höhenwachstum. Unter „Schwammstotzen" verstand Fischer kleine „Riffe", die es „zu keiner länger dauernden, selbständigen Entwicklung gebracht haben" (1913, 60).

A. Roll (1934, 200 ff.) dagegen versuchte nachzuweisen, daß sämtliche Schwammbauten im süddeutschen „Malm" nach einem einheitlichen Plan, nämlich dem der „Schwammbank" gewachsen sind. Das materielle Endergebnis einer kürzeren oder längeren Entwicklung bezeichnete er als „Schwammstotzen". Den Ausdruck „Schwammbank" gebrauchte Roll für die jeweilige Oberfläche, d. h. die unendlich vielen Einzelstadien einer solchen Entwicklung. Definitionsgemäß erfolgte auf der

ganzen Oberfläche der Fortbau des Stotzens auf die Weise, daß die „Schwammbank" von dem sich gleichzeitig absetzenden Sediment der Bankfazies nicht durch einen toten „Riffhang" getrennt war. Da sich aber die „Schwammstotzen verhältnismäßig scharf gegen den unbesiedelten Meeresboden" abheben und „ein organisches Gerüst" besitzen, dürfen sie nach Roll (S. 209) als echte „Riffe" im geologischen Sinne angesehen werden.

Alle späteren Bearbeiter (z.B. Ziegler 1955; Fritz 1958; Gwinner 1962; Hiller 1964) rechnen die „Schwammbauten" ebenfalls zu den „Riffen" und trennen dabei die eigentlichen „Schwammriffe" von den sogenannten „Schwammrasenbänken".

Von einem „Schwammriff" — dazu gehören auch die „Schwammstotzen" Fischers — kann nach Gwinner (1962, 145) nur dann gesprochen werden, wenn die „Schwammbank (i. Sinne Rolls) über das Niveau der gleichzeitig abgelagerten geschichteten Gesteine emporwächst"; und von einer „Schwammrasenbank", wenn die betreffenden Bildungen eine ± deutlich horizontale Schichtung und der Bankfazies gegenüber keine nennenswerte Mächtigkeitszunahme aufweisen (vgl. dazu noch Fritz 1958, 29). Gwinner (wie auch Fritz) setzt den Ausdruck „Riff" bzw. „Schwammriff" dem angelsächsischen Begriff „bioherm" und den Begriff „Rasen" bzw. „Schwammrasenbank" dem „biostrome" gleich.

Die deutschen Begriffe „Riff" und „Rasen" wurden zuletzt von K. Vogel (1963), die dazu entsprechenden angelsächsischen von H. Füchtbauer & G. Müller (1970) neu definiert. Während Vogel (S. 686) empfiehlt, „Bioherm" und „Biostrom" nur noch als „Verlegenheitsausdrücke" zu verwenden, unterscheiden die letztgenannten Autoren (1970, 337) bei „Bioherm" „Riff-Bioherm", wenn es durch Riffbildner gebildet wird, und „Schlamm-" oder „Stillwasser-Bioherm", wenn es durch Organismen entsteht, „welche nicht in der Lage sind, wellenresistente Bauten zu errichten und daher auf stilleres Wasser angewiesen sind."

Nach dieser Definition sind die „Schwammbauten" des Oberjura Süddeutschlands zu dem zweiten Typ von „bioherm" zu stellen, denn das äußerst zierliche Nadelskelett der Schwämme zerbricht oder zerfällt nach der Verwesung des Weichkörpers recht leicht in seine Elemente und kann deshalb kein Riff- bzw. Gerüstbildner im eigentlichen Sinne sein. So kommen unbeschädigte und vor allem — worauf des öfteren hingewiesen wird — in Lebensstellung eingebettete Schwämme nur selten vor. Da sie sich gegenseitig kaum berühren, kann auch in diesem Fall von einem festen Schwammgerüst der Bioherme nicht gesprochen werden. Schwämme sind also im Gegensatz zu den Korallen nicht dazu prädestiniert, Riffe im üblichen Sinne zu bauen.

Für die Zuordnung der „Schwammbauten" zu den „Schlamm-Biohermen" spricht auch die Tatsache, daß neben den Schwämmen insbesondere sedimentbindende Algen (Stromatolithe, Aphanostromata) am Aufbau der Stotzen in ganz wesentlicher Menge beteiligt sind. Wie schon Hiller (1964, 166) in einer umfassenden Arbeit zeigen konnte, übertreffen diese Algen in den meisten Fällen anteilmäßig sogar die Schwämme, die bislang als die eigentlichen „Stotzenbildner" galten.

Die besagten „Schwammbioherme" verdanken also ihre Entstehung in erster Linie der sedimentfixierenden Eigenschaft „rasenförmiger" Algen und sind als „Algen-Schwamm-Schlammhügel" („algal sponge-mud-mound") zu bezeichnen.

Trotz dieser Feststellung wird im Rahmen dieser Arbeit aus historischen sowie sprachlichen Gründen der einfache und weltbekannte alte Ausdruck „Schwammstotzen" verwendet. Von einer Unterteilung der Schwammstotzen in verschiedene

Lagerungstypen, wie es bisher der Fall war, sehen wir hier ab, da schon in ein und demselben Schwammstotzen alle möglichen Übergänge auftreten können (vgl. auch GWINNER 1962, 146).

Unter „Schwammstotzen" verstehen wir nun sämtliche Algen-Schwamm-Bauten im süddeutschen Oberjura, und zwar ohne Rücksicht auf ihre Größe, stratigraphische Lage und heutige Gesteinsbeschaffenheit.

Im unteren und mittleren Oberjura Süddeutschlands stehen die Schwammstotzen im allgemeinen isoliert. Beispiele hierfür beschreiben und bilden u. a. FISCHER (1913), DORN (1932) und FRITZ (1958) ab.

Die zwischen den einzelnen Schwammstotzen gelegenen Räume — P. DORN (1932, 29) nannte sie „Mulden" — bestehen aus normal geschichteten Sedimenten, die an den Stotzenrändern heute mit einem Winkel bis 25° (vgl. FRITZ 1958, 13) ansteigen können, dabei aber keine Anlagerungsdiskordanzen aufweisen. Das heißt, die Kalk- und Mergelbänke der „Mulden" stehen in seitlichem faziellen Verband mit den gleichzeitig abgelagerten Gesteinen der Schwammstotzen. Der Durchmesser solcher „Mulden", die auf „drei und mehr Seiten von Riffen" (DORN 1932, 29) begrenzt sein können, schwankt überaus stark. Nach P. DORN kann er bis 400 m betragen.

Meistens werden aber die „Mulden" durch allseitiges Ausbreiten der Schwammstotzen auf sehr kleine Räume zusammengedrängt („Restlücken" im Sinne von ROLL 1934, 212), so daß ihre Schichtsedimente nicht mehr auskartierbar sind. Die Frage, ob es sich hier um eine „Mulde" oder „Restlücke" handelt, läßt sich dann bei den meist flächigen Aufschlußverhältnissen schwierig beantworten. Auf jeden Fall zeichnen sich die Sedimente derart kleiner Räume zwischen den Schwammstotzen durch das Vorhandensein von zahlreichen unregelmäßig gerundeten Kalkkörperchen aus, die stets dunkler gefärbt sind als das sie umgebende Gestein und aller Wahrscheinlichkeit nach zu einem großen Teil von den Schwammstotzen hergeschwemmt wurden (vgl. „Intraklaste unbestimmter Herkunft"). Da diese „Mulden" bzw. „Restlücken" räumlich wie faziell von den Schwammstotzen beeinflußt werden, lassen sie sich mit ihnen als Schwammstotzen-Komplex zusammenfassen.

Ein derartiger Komplex mit reichlicher Verzahnung von Schicht- und Stotzenfazies ist im „Schneider"-Steinbruch erschlossen. Er soll hier als „Schwammstotzen-Komplex bei Spielberg" beschrieben werden.

1.5. Der Schwammstotzen-Komplex bei Spielberg

1.5.1. Lagerungsverhältnisse im Steinbruch „Schneider"

Der stillgelegte und zum größten Teil bereits mit Müll und Abraum verfüllte Steinbruch des Schotterwerkes Schneider liegt am SSE-Rand des Schwammareals bei Spielberg nördlich der Ortschaft Heidenheim (vgl. Abb. 1). Sobald man ihn durch den von Obelshof direkt nach Osten ausgehenden Feldweg erreicht, fällt schon auf den ersten Blick auf, daß er dem makroskopischen Gesamteindruck nach in zwei Abteilungen zerfällt: Im südlichen Bereich liegen die Sedimente in normal gebankter „ungestörter" Fazies vor, im nördlichen dagegen ist die Schichtung unregelmäßig und oft von massigen, „klotzigen" Gesteinskörpern unterbrochen. Diese Gesteinskörper enthalten u. a. zahlreiche Schwämme und sind daher als „Schwammstotzen" im oben dargelegten Sinne zu bezeichnen.

Es lassen sich hier insgesamt drei Schwammstotzen ausscheiden (ST 1—3 auf Abb. 2 u. 3). Sie stehen in der nördlichen Wand des Steinbruches isoliert an und

heben sich von ihrer Umgebung morphologisch kaum ab. Ihre Basis ist nicht aufgeschlossen. Die sichtbare Höhe beträgt 6—7 m, die Breite bei ST 1 über 100 m, bei ST 2 etwa 15 m und bei ST 3 8—10 m.

Die Schwammstotzen bestehen aus massigen, flaserigen oder unebenschichtigen Kalken, deren Mächtigkeit im einzelnen erheblich variiert. Neben der großen Ausbreitung des ST 1 fällt dabei die bis 1 m dicke Mergellage auf, die leicht gewölbt durch die Mitte des Stotzens ST 1 zieht und nach den Flanken hin allmählich ausdünnt (vgl. Abb. 3). Die Oberfläche dieser Lage verläuft sehr unruhig; die Unterfläche dagegen verhältnismäßig ruhig und regelmäßig flach-wellenförmig, als ob sie mehrere, gleich hohe Einzelstotzen überlagerte, welche aber so eng miteinander verbunden sind, daß sie nicht mehr als solche erkannt werden können. Interessant in diesem Zusammenhang sind die Vorstellungen von Roll (1934, 216), Ziegler (1955, 46) und Gwinner (1962, 147), nach denen sich die ausgedehnten „Schwammriffe" von Süddeutschland aus zahlreichen Kleinstotzen entwickelten, die sich zu einem mehr oder weniger geschlossenen Verband vereinigten. Das dürfte beim Stotzen ST 1 auch zutreffen (vgl. Taf. 11, Fig. 3).

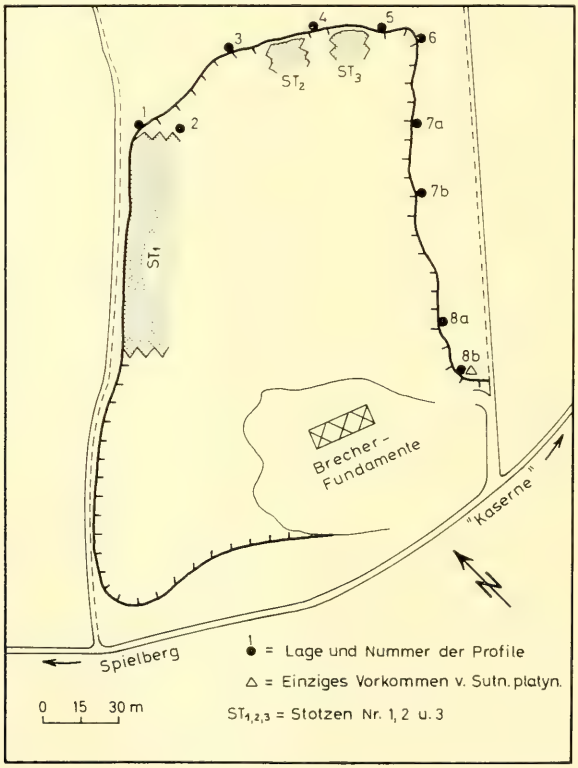


Abb. 2. Verteilung von Bank- und Stotzenfazies (punktiert) im „Schneider"-Steinbruch.
Fig. 2. "Schneider" quarry: distribution of bedded (dots) and sponge-mud-mound facies.

In den zwischen den drei Schwammstotzen liegenden „Mulden" lagern gebankte Kalke und Mergel. Um ihre Beziehungen zu den Schwammstotzen zu verdeutlichen, muß zuerst auf die im Steinbruch erschlossene gebankte Fazies allgemein eingegangen werden.

Einen Überblick über die Verteilung der Schichtfazies im Aufschluß vermittelt Abbildung 2. Sie gibt zugleich die genaue Lage der hier aufgenommenen und in Abbildung 4 graphisch dargestellten Profile.

Obwohl die nächsten Bankungsprofile etwa 400 m weiter östlich am Truppenübungsplatz liegen und sich in das von SCHMIDT-KALER (1962; 1970) angegebene Bank-für-Bank-Parallelisierungsschema einwandfrei einpassen, war es nicht möglich, die Profile des „Schneider"-Steinbruches daran einzuhängen. Die in der Südlichen Frankenalb allgemein benutzte, von SCHMIDT-KALER aus STREIM (1960) übernommene Banknumerierung kann deshalb hier keine Anwendung finden. Die Bänke mußten also, nachdem ein repräsentatives Profil aufgestellt worden war, für sich bezeichnet werden. Die Numerierung erfolgte von unten nach oben. Es bedeuten: S 12 = Kalkbank; S 12(1) = zusätzliche Kalkbank zwischen S 12 und S 13; S 11/S 12 = Mergel zwischen S 11 und S 12.

Zur Aufstellung des repräsentativen Profils, das im folgenden der Kürze wegen als „S"-Profil aufgeführt wird, kommen eigentlich nur die Teilprofile 2, 7 und 8 (vgl. Abb. 2 und 4) in Frage, da sie am vollständigsten sind und (mit Ausnahme von Teilprofil 2) am weitesten von den Stotzen entfernt liegen und infolgedessen eine geringere Beeinflussung durch die Schwammstotzenbildung aufweisen.

Betrachten wir zunächst das „S"-Profil, das in der SE-Wand des Bruches mehr oder weniger vollständig erschlossen ist (vgl. Taf. 11, Fig. 2), so bietet es in seiner Gesamtheit keinerlei Besonderheiten dem Bild gegenüber, das C. W. v. GÜMBEL (1891, 111) vom typischen „W e r k k a l k" gegeben hat (vgl. auch S. 84). Die Kalkbänke sind hier gleichmäßig geschichtet, fast horizontal abgelagert und haben die übliche Durchschnittsmächtigkeit von ca. 20 cm. Mergelzwischenlagen von mehr als 1—2 cm Dicke schalten sich vor allem im untersten und obersten Teil ein.

Von diesem Profil bzw. der SE-Wand des Bruches aus kann man das Anschwellen und Ansteigen der Bänke nach N zu in Richtung auf die Stotzen gut beobachten. Am besten gelingt dies mit dem Verfolgen der als „Doppelmergel" ausgebildeten Bänke S 15 und S 18 (in Abb. 3 als starke Mergellagen eingezeichnet). Sie steigen zum Stotzen ST 3 hin ziemlich rasch an und werden allmählich etwas mächtiger. Ganz analog verhalten sich auch die übrigen Bänke (s. Abb. 3 und 4).

Wie der Abb. 3 entnommen werden kann, ist der gesamte Schichtkomplex ab Bank S 17 in der östlichen Wand des Bruches bereits vor dem Stotzen ST 3 erodiert; die Bänke S 14 und S 15 hingegen ziehen über die Schwammstotzen und anschließenden „Mulden" hinweg und zeigen dabei eine eigenartige Lagerung: Sie lassen sich vom Stotzen ST 3 über den Stotzenhang und durch die benachbarte „Mulde" hindurch bis zum nächsten Stotzen (ST 2) weiter an dessen Hang hinauf und über die neue Stotzenkuppe hinweg bis zum östlichen Hang des ST 1 durchverfolgen. K. SCHÄDEL (1957, 177; Abb. 31), der eine solche Schichtlagerung im Lochenstein bei Balingen beobachtete, nannte sie „G i r l a n d e n s c h i c h t u n g".

Auch die darunter liegenden Bänke verlaufen in der nördlichen Bruchwand girlandenartig, gehen aber durch die Schwammstotzen hindurch, d. h. sie stehen mit den Schwammstotzen im „synrecifalen Verband" nach der Definition von GEYER & GWINNER (1961, 14). Dies wird durch folgende Tatsache bezeugt: Die Mergellagen bzw. Mergelfugen des entsprechenden Bankstoßes, dessen Schichtung sie bedingen, reichen bis zum Stotzen mehr oder weniger ungestört und in etwa gleichbleibender Stärke heran (vgl. Taf. 11, Fig. 1); dann verschwinden sie oder lassen sich meist als schwach gewölbte, unterbrochene und sich zum Teil vergabelnde Mergelschmitzen

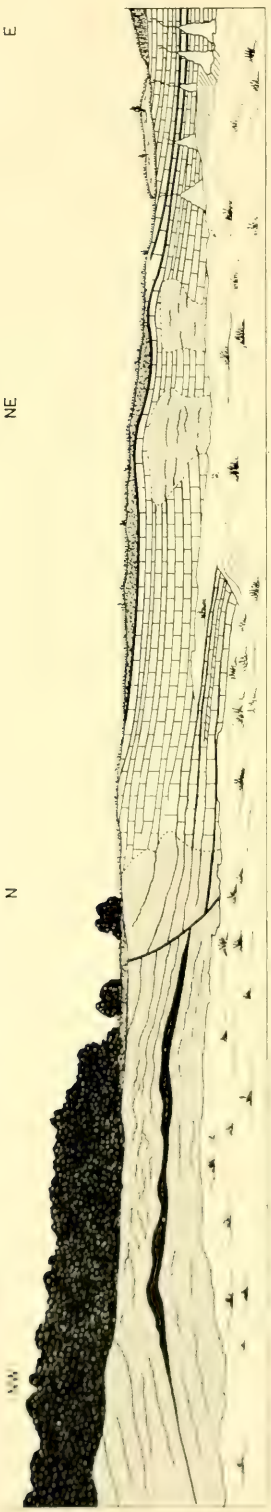


Abb. 3. Lagerungsbeziehungen zwischen Bank- und Stotzenfazies im „Schneider"-Steinbruch.

Fig. 3. "Schneider" quarry: interrelation between bedded and sponge-mud-mound facies.

in den Stotzen hinein verfolgen (s. Abb. 3). Jede der durchverfolgbaren Lagen markiert weiterhin die gleiche Zeit wie in der Schichtfazies und überliefert somit eine bestimmte „Schwammbankoberfläche". Deren Böschungswinkel, der zugleich das submarine Relief während der Schwammbank-Entstehung wiedergibt, beträgt hier ca. 10°—15°. Dieser Winkel mag durch die unterschiedliche Kompaktion von Stotzen- und Nebengestein nachträglich etwas verändert worden sein, doch die Differenz dürfte hier sehr gering und daher zu vernachlässigen sein.

Die Schwammbänke überragten demnach den schwammfreien Meeresboden nur sehr wenig. Auf den gesamten Schwammstotzen bezogen heißt das, daß er der unmittelbaren Schichtfazies zwar etwas vorauswuchs, aber seine endgültige mehr oder weniger steile Grenze (in Abb. 3 eng gestrichelt eingetragen) gegen die geschichtete Fazies niemals die Form einer freien „Steilwand" hatte. Sie ist somit keine stratigraphische (Zeit-) Grenze, sondern eine rein fazielle Grenze (vgl. auch Roll 1934, 202). Nur in der Dachpartie der Stotzen ST 2 und ST 3 — und auch dort nur stellenweise — fällt die fazielle mit der zeitlichen Grenze zusammen.

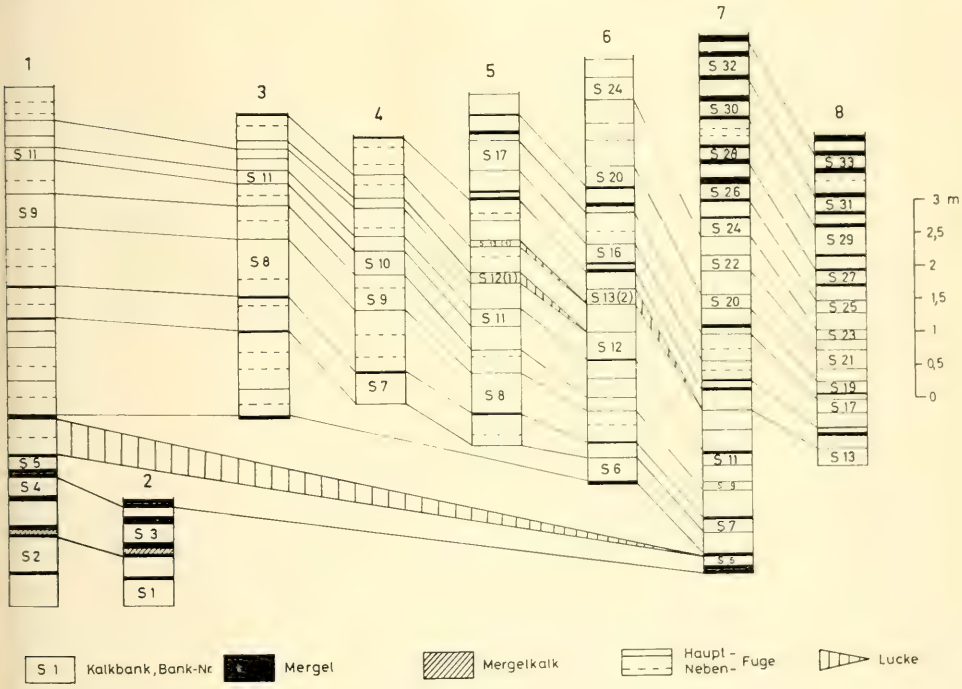


Abb. 4. Bankprofil-Serie im „Schneider"-Steinbruch. Lage der Profile vgl. Abb. 2.

Fig. 4. Correlation within the "Schneider" quarry (location of sections: see fig. 2).

Das erst von Roll (1934, 200 ff.) erkannte Bauprinzip der Schwammstotzen, wonach die Sedimentation der geschichteten Fazies neben dem wachsenden Schwammstotzen g l e i c h z e i t i g vonstatten ging, läßt sich also auch hier im großen und ganzen bestätigen. Es besteht somit nicht nur in der gebankten, sondern auch im Bereich der verschwammten Fazies konkordanter Schichtverband.

Diskordanzen — allerdings von kleinem Ausmaß — konnten mit Sicherheit lediglich in der östlichen Bruchwand festgestellt werden. Die Bänke S 12(1) und S 13(1—2)

keilen schon einige Meter nach dem Stotzen ST 3 in Richtung auf den eigentlichen Sedimentationsbereich der Bankfazies aus (vgl. Profil 5—7 in Abb. 4). Nach GWINNER (1962, 174) sind derartige Diskordanzen vermutlich durch kurze Sedimentationsunterbrechungen an der Böschung von Schwammstotzen oder auch durch subaquatische Gleitungen zu erklären. Rutschungsbilder, Gleitfaltungen und dergleichen waren hier nicht zu sehen.

Zu erwähnen ist noch eine kleine Störung im östlichen Bereich des Stotzens ST 1, die etwas gebogen verläuft. Sie streicht mit ca. 50° in SW-NE-Richtung und fällt mit 45°—60° nach SE ein. Der rechte Teil ist hier um rund 30 cm abgesunken. Die Bänke S 4 und S 5, die sich von der Schichtfazies her bis in den Stotzen hinein gut verfolgen lassen (s. Abb. 3), sind an der Abschiebungsfläche etwas aufgeschleppt und zeigen dadurch einen steileren Böschungswinkel.

2. Sedimentologie

Die sedimentologischen Untersuchungen sollen vor allem zur Klärung der Paläökologie und Ablagerungsverhältnisse im Stotzenbereich und seiner unmittelbaren Umgebung beitragen. Die Aussagen stützen sich vor allem auf die mikroskopische Betrachtung der untersuchten Proben im Auf- und Durchlicht. Zu diesem Zweck wurden von den mehr als 200 orientiert entnommenen Gesteinsproben zahlreiche Anschliffe und Folienabzüge sowie über 40 Dünnschliffe (Größe 8 × 10 cm) angefertigt.

Die in diesem Kapitel verwendete Einteilung der gesteinsbildenden Komponenten und deren Benennung wurden im wesentlichen von FOLK (1962) übernommen. Die Grundlage seiner mehr deskriptiven als genetischen Karbonatklassifikation bildet die quantitative und qualitative Unterscheidung zwischen orthochemischen (hier: Grundmasse, authigene Mineralien), allochemischen (karbonatische Einschlüsse) und terrigenen (Tonmineralien, Quarz) Bestandteilen.

2.1. Zusammensetzung der untersuchten Gesteinsproben

2.1.1. Grundmasse

Als Grundmasse wird das die Einschlüsse umgebende Material bezeichnet. Das ist vorwiegend ein feinkörniges und im allgemeinen tonarmes Sediment, welches als Kalkschlamm abgelagert wurde.

Die Korngrößen liegen zwischen 1 und 8 µm, d. h. die feinkörnige Grundmasse ist zum Teil gröber als der Mikrit der FOLKschen Definition (1962, 65): „. . . calcite forms grains 1—4 microns in diameter". Ob es sich dabei um eine sekundäre Vergröberung oder um primäre Korngrößen handelt, ist hier unbedeutend.

In Gesteinspartien mit krümeliger Struktur tritt häufig ein spätiger Kalzit auf, der die Lücken der dicht gepackten Allocheme ausfüllt. Die Kristalle sind 10 bis 20 µm groß, manchmal auch darüber, glasklar und frei von Einschlüssen. Sie werden daher als chemische Ausscheidungen aus dem Porenwasser gedeutet und mit FOLK (1962, 66) als Sparit-Füllungen bezeichnet. Sparit wurde außerdem als Ausfüllung von Kleinhöhlen, Serpelröhren und anderen Hohlräumen des öfteren beobachtet.

2.1.2. Einschlüsse

Es handelt sich um isolierte, in sich geschlossene Komponenten, die innerhalb des weiteren Sedimentationsraumes gebildet wurden und transportiert sein können

(vgl. auch FOLK 1962, 63). Wir unterscheiden hier zwei Gruppen von Einschlüssen: kalkig erhaltene Komponenten („allochems" im Sinne von FOLK) und authigen entstandene Mineralien.

2.1.2.1. Karbonatische Einschlüsse

Schwämme

Die Untersuchungen ergaben, daß es sich bei den Schwämmen fast ausschließlich um Angehörige der hexactinelliden und lithistiden Kieselschwämme handelt, wobei die ersteren deutlich überwiegen.

Sie sind sämtlich kalkig erhalten und mit dem umgebenden karbonatischen Sediment derart fest verbunden, daß sie sich aus diesem nur bruchstückweise herauspräparieren lassen. Vollständige Schwammexemplare können lediglich aus tonreichen Gesteinspartien gewonnen werden.

Die Schwämme zeigen im allgemeinen einen anderen Verwitterungswiderstand als das sie umgebende Sediment. An etlichen Stellen der Stotzen und vor allem dort, wo Kluftflächen oder Felswände seit längerer Zeit offen liegen, sind die Schwammquerschnitte als Erhabenheiten herausgewittert (Taf. 11, Fig. 4). Diese Erscheinung erlaubt nun, Aussagen über Form, Größe und Einbettungslage der einzelnen Individuen unmittelbar im Aufschluß zu machen.

Es konnte beobachtet werden, daß tellerartige und plattige Schwämme zahlenmäßig überwiegen. Ihre Länge beträgt bis über 20 cm und die Dicke gewöhnlich weniger als 2 cm. Sie liegen meist lagig-horizontal in unregelmäßigen Abständen neben- und übereinander; zum Teil sind sie flachwellig verformt oder hakenförmig aufgebogen (Taf. 11, Fig. 4).

Es folgen kreisel- und becherförmige Exemplare mit einer Höhe von 5 bis über 10 cm und einem ebenso großen Durchmesser im Bereich des Osculum. Diese Formen sind meist umgekippt und mit einer Seitenwand mehr oder weniger horizontal eingebettet.

Daneben treten große, bis über 50 cm hohe, trichterförmige Schwämme auf, die häufig in Lebensstellung fossilisiert wurden. Ihre Individuenzahl ist allerdings sehr gering.

Ebenfalls recht selten sind röhrenförmige, kolonienbildende Schwämme. Umgekippte, d. h. mit dem Stiel nach oben und der Öffnung nach unten liegende Schwämme wurden nicht häufig und meist am Rand der Stotzen beobachtet. Auffallend sind dabei einige mächtige, gut erhaltene Tellerschwämme (*Tremadictyon*), deren Öffnung mehr als 30 cm beträgt. Sie liegen in den Mergellagen bzw. Schichtfugen und sind stets mit der hangenden, aber niemals mit der liegenden Kalkbank fest verbunden. Sie bilden so die Basis einer Kalkbank.

Die ursprüngliche Einbettungslage der Schwämme läßt sich bekanntlich durch die unterschiedliche Verteilung des Organismenbewuchses auf Ober- und Unterseite leicht feststellen. Für die Oberseite, gleichgültig, ob sie die ursprüngliche Schwammoberseite darstellt oder nicht, ist das Aufsitzen von Algenbildungen stets charakteristisch (vgl. Stromatolithe, Aphanostromata in Kap. 2.1.2.1.). Für die Unterseite kann Besiedelung durch eine reiche spongiophile Epifauna oft kennzeichnend sein (vgl. Kap. 3.2. im palökologischen Teil der vorliegenden Arbeit).

Schwämme mit allseitigem Algenwuchs oder solche mit Algenbildungen auf der im Sediment nach unten orientierten Seite wurden nicht angetroffen. Das bedeutet,

daß die Schwämme nach der Besiedelung nicht mehr umgelagert wurden. Sie dürften demnach an der Stelle, an der sie lebten, oder in allernächster Umgebung fossilisiert worden sein. Ihr Auftreten ist mehr oder weniger auf die grob- und unregelmäßig gebankten bis ungebankten Gesteine der Stotzenfazies beschränkt. Da sie hier mit Ausnahme der plattigen Formen meist nicht in Lebensstellung eingebettet sind und außerdem nicht so dicht beieinander liegen, daß sie sich gegenseitig berühren, kann man wohl von einem festen Schwammgerüst der Stotzen im Sinne von Roll (1934, 222) nicht sprechen.

Wie erwähnt, findet man in unseren Stotzen fast nur Vertreter der Lithistiden und Hexactinelliden. Ihr ursprüngliches Opal-Skelett (vgl. Pokorny 1958, 19) konnte nirgends angetroffen werden. Die Kieselsäure wurde während der Fossilisation vollständig durch Kalzit (sehr selten auch durch Pyrit) verdrängt.

Das so umgewandelte, im Durchlicht hell erscheinende Nadelskelett liegt in einer dunklen und oft unregelmäßig zerlappten Kalksubstanz eingebettet. Diese ersetzt gewissermaßen den Schwamm-Weichkörper, sodaß die ehemalige Gestalt der fossilen Schwämme in einer Art Kalknachbildung erhalten ist.

G. K. Fritz (1958, 30) nannte dieses verkalkt überlieferte Abbild eines Schwammes „Kalkmumie" und den Kalk, aus dem sie besteht, „Mumienkalk". Dieser ist nicht einheitlich gefärbt. Im Anschliff erscheint er vielfach undeutlich wolkig. Die Farbe wechselt dabei von weißlichgrau über gelb-braungrau bis in blaugrau über. Der Grund dafür liegt eindeutig in der ungleichen Körnigkeit des Mumienkalkes; unter Umständen auch in der Verteilung von bituminösen und anderen aktiv färbenden Stoffen, wie z.B. Pyrit und seine Oxydationsprodukte. Bereits Rauff (1893—1894, 219) stellte bei seinen Spongien-Untersuchungen fest, daß der „Schwammkalk" sich aus einem „makro"- und einem „mikrokrystallinen" Anteil zusammensetzt.

Unter dem Mikroskop und bei starker Vergrößerung (× 150) läßt sich erkennen, daß der „mikrokrystalline" Anteil — richtiger wäre es, ihn mit kryptokristallin zu bezeichnen — aus einem homogenen und äußerst feinkörnigen Kalk besteht, der sich häufig zu kleinen, unscharf begrenzten Körperchen zusammenschließt. Sie liegen dann in dem heller wirkenden „makrokrystallinen" Anteil wie in einer mikrosparitischen Grundmasse eingebettet (Taf. 5, Fig. 4).

Der kryptokristalline Kalk erscheint oft nicht nur im Dünnschliff, sondern auch im Anschliff dunkler als das umgebende Sediment. Daraus ist zu entnehmen, daß in diesem eine gewisse Anreicherung von Pyrit etc. stattgefunden hat. Chemische Analysen von Rauff (1893—1894, 226) und Fritz (1958, 33) bestätigen es.

Ein weiteres, auffallendes Merkmal des dunklen Kalkes ist, daß er im Gegensatz zum normalen Sediment keinerlei detritische Komponenten enthält. Diese Eigenschaft, sowie die Farbe und Feinkörnigkeit sprechen für eine Ausfällung des Mumienkalkes durch die Verwesungsprodukte der Schwämme. Er ist demnach als Verwesungskalk im Sinne von Fischer (1913, 57) und Roll (1934, 225) anzusehen. Über seine Bildungsweise berichtet Fritz (1958, 64) ausführlich. Gerade diesem Verwesungskalk verdanken die Schwämme nach Fritzs Angaben ihre Erhaltungsfähigkeit.

Der Erhaltungsgrad des untersuchten Schwammaterials ist verschieden. Es gibt Schwämme mit tadelloser Körper- und Nadelgerüst-Erhaltung, aber auch solche — vor allem Schwammfragmente —, in denen die Skelettelemente stark verdickt (Taf. 5, Fig. 4 und 5) und teilweise oder völlig ausgelöscht sein können. Auch diese Schwämme können in ihrer äußeren Form noch mehr oder weniger gut erhalten

erscheinen. Derartig unvollständig erhaltene Mumien bezeichnete FRITZ (1958, 35) als unvollständig verkalkte Schwämme.

Bei den vollständig verkalkten Schwämmen muß die Ausfällung des Verwesungskalkes, nach FRITZ, ziemlich rasch gewesen sein, so daß das zarte Nadelskelett dem völligen Zerfall entgehen konnte. In An- und Dünnschliffen erkennt man häufig noch deutlich Einzelheiten des komplizierten Schwammkanalsystems, wie z. B. Epi- und Aporhysen (Taf. 3, Fig. 1). Sie sind mit einem Material ausgefüllt, das dem einbettenden Gestein völlig ähnelt und deshalb im Anschliff heller erscheint. Sehr deutlich erkennt man bei guter Erhaltung das typisch rechtwinklige Gitterwerk der Hexactinelliden mit einer Maschenweite von 0,2—0,3 mm und einem Durchmesser der Skelettelemente von 0,05—0,1 mm. Es handelt sich hierbei um das Stützskelett des hexactinelliden Schwammes, das aus triaxonen Megaskleren aufgebaut wird (vgl. POKORNY 1958, 22).

Die sehr feinen Mikroskleren des Oberflächenskeletts, die auch sonst im ganzen Weichkörper frei liegen können, sind im fossilen Schwamm meist nicht erhalten. Sie fallen schon bei Beginn der Verwesung heraus, werden dabei aufgelöst oder im Sediment verstreut. Als Mikroskleren sind vielleicht die recht häufig auftretenden zierlichen und vorwiegend einachsigen Nädelchen zu deuten. Sie können stellenweise stark angehäuft sein (Taf. 5, Fig. 8) und gelegentlich eine deutliche Einregelung nach ihrer Längsachse aufweisen. Ein- und dreiachsige Nadeln wurden auch im Schlämmrückstand des öfteren gefunden. Zum Teil liegen sie in pyritisierter Erhaltung vor. Die unregelmäßig geformten, verfilzten und verschmolzenen Desmen der selteneren Lithistiden kann man im An- und Dünnschliff sowie an geätzten Schwammflächen ebenfalls gut erkennen. Im Schlämmrückstand findet man sie jedoch nur selten.

Besonders in mit Essigsäure angeätzten Schwämmen werden häufig milchigweiße, serpelähnliche Röhrchen mit einem Durchmesser von etwa 0,2 mm beobachtet. Sie gehen durch die Maschenräume des Schwammskelettes hindurch und winden sich um die Nadeln herum. Im Ätzrückstand können diese als Knäuel der fein agglutinierenden Foraminifere *Tolypammina vagans* (BRADY) bestimmt werden. Diese Art ist bei FRENTZEN (1944, 327 u. Taf. 18, Fig. 1—5) ausführlich behandelt und gut abgebildet.

Etwas seltener als die *Tolypammina*-Röhren treten im Schwammskelett die ebenfalls agglutinierten Gehäuse der Gattung *Thurammina* auf. Ihr äußerer Umriß ist durch den zur Verfügung stehenden Maschenraum bestimmt (s. S. 37) und deshalb recht variabel (Taf. 5, Fig. 4 und 5).

Auf die übrige, beim Ätzen der Schwämme gewonnene Foraminiferenfauna wird später im palökologischen Teil eingegangen.

Kalkalgen

Insbesondere den Schwammumien und deren Resten sitzen häufig Karbonatkrusten auf, die den Cyanophyceen zugeschrieben werden, obwohl sie keine einwandfreie Algenzellstrukturen erkennen lassen (siehe unter Aphanostromata). Diese Algenkalkkrusten spielen beim Aufbau unserer Stotzen eine wichtige Rolle und nehmen dabei quantitativ den ersten Platz ein. Sie sind überhaupt in der Stotzenfazies des Süddeutschen „Malm" weit verbreitet (vgl. HILLER 1964, 127) und treten in zwei verschiedenen Erscheinungsformen auf: als regelmäßig aufgebaute und zum anderen als irreguläre Algenkalkanlagerungen. Während die ersten stets aus zahlreichen, deutlich ausgeprägten und mehr oder weniger stark undulierenden Lamellen bestehen, d. h. immer die typische Stromatolithen-Laminierung aufweisen (Taf. 1,

Fig. 1 und 2), fehlt den anderen eine ähnliche Struktur ganz, oder sie ist nur durch wenige, kurze und schlierenartige Partien schwach angedeutet (Taf. 2, Fig. 1—4). Außerdem enthalten die letzteren im Vergleich zu den Stromatolithen größere Mengen von Foraminiferen, Serpeln und anderen Schalenresten. Beide Typen können nebeneinander vorkommen und stellenweise lateral, wie auch vertikal ineinander übergehen (vgl. Taf. 1, Fig. 4).

Für die strukturlosen bzw. schlierigen Algenbildungen hat sich in einem verbreiteten Schrifttum (z. B. BERCKHEMER 1923, 19; FRITZ 1958, 51 und zuletzt GWINNER 1971, 196) die unlogische Bezeichnung „Kalkkrusten" oder einfach „Krusten" eingebürgert. Diese Bezeichnung wird in der vorliegenden Arbeit nicht beibehalten, denn das Wort „Kruste" ist zu allgemein und umfaßt zu viele verschiedenartige Bildungen, die organischer aber auch anorganischer Herkunft sein können. Die Stromatolithe gehören schließlich ebenfalls zu den „Krusten".

Um begriffliche Mißverständnisse auszuschalten, werden die zur Debatte stehenden „Algenkrusten" wegen der fehlenden bzw. undeutlichen Laminierung als Aphanostromata (aphanes = unsichtbar, verborgen, undeutlich) bezeichnet.

Stromatolithe

Das typische Kennzeichen der Stromatolithe ist die deutlich ausgeprägte laminare Struktur. Sie verdankt ihre Entstehung der sedimentbindenden Eigenschaft dünner Algenrasen, die sich im Verlauf ihrer Einsedimentierung stets erneut an den relativ hoch liegenden Teilen der Schichtoberfläche ausbreiten. Die Stromatolithe stellen demnach keine Fossilien im üblichen Sinne, sondern eine rhythmische Kombination von Algen- und Sedimentlagen dar. Das daraus resultierende Anlagerungsgefüge wird mit Recht als eine algenbedingte sedimentäre Struktur angesehen (s. GLAESSNER 1971, 1329).

Stromatolithe finden sich ausschließlich in den grobgebankten und äußerst tonarmen Kalksteinen der Stotzenfazies. Sie wachsen dort auf Schwammoberseiten (Taf. 1, Fig. 1 und 2) oder gehen aus den Aphanostromata hervor (Taf. 1, Fig. 4). Freie Stromatolithe, wie sie HUMMEL (1960, 45) und HILLER (1964, 103) beschreiben, wurden nicht beobachtet. Nur ein kleiner, etwa 2,5 mm hoher Stromatolithenstock scheint mit seiner Basis unvermittelt über einer Gesteinspartie von krümeliger Struktur einzusetzen (vgl. Taf. 1, Fig. 5). Das kann aber durch die Schlifflage bedingt sein.

Bei den schwammgebundenen Stromatolithen ist die Grenze zum unterlagernden Schwamm stets vollkommen scharf. Die untersten Lamellen lagern sich etwa parallel zum Substrat. Die Form kann nach oben beibehalten werden, und es entstehen dann polsterartige Stromatolithe. Meistens jedoch bilden sich gleich danach kleine, miteinander verbundene Kuppeln, die dem Stromatolithen sein unregelmäßiges Aussehen geben (Taf. 1, Fig. 1 und 2).

Bei näherer Betrachtung erkennt man, daß die einzelnen Lamellen nicht über den ganzen Querschnitt der Stromatolithe hinweg verfolgt werden können. Vielmehr fällt auf, daß sie nur über kurze Strecken anhalten und sich oft vergabeln, um sich schließlich mit benachbarten Lamellen zu vereinigen oder blind zu endigen.

Der Vertikalabstand der einzelnen Lagen beträgt gewöhnlich 0,2—1 mm und die Wachstumshöhe der Stromatolithe bis über 20 mm. Über ihre maximale Ausdehnung und Dicke konnte im Aufschluß nichts ermittelt werden, da die Laminierung im anstehenden und frisch angeschlagenen Gestein häufig kaum zu erkennen ist.

In einem Anschliff (Nr. ST 1—8) wurde eine Länge von über 15 cm und eine Dicke von über 8 cm gemessen.

Das Wachstum der Stromatolithe wird oft durch Fragmente einer neuen Schwammgeneration unterbrochen. Es entsteht dabei ein gewisser rhythmischer Wechsel von Schwammlager und Stromatolithen, der sich mehrmals wiederholen kann. Im erwähnten Anschliff besteht ein solcher Rhythmus aus achtfacher Wechselfolge. Von unten nach oben sind deutlich zu sehen:
Schwamm — Stromatolith — Schwamm — Stromatolith — Sediment — Schwamm — Stromatolith — Sediment.

Stromatolithe, die aus Aphanostromata hervorgehen bzw. mit diesen in enger räumlicher Verbindung stehen, scheinen nach den hier gemachten Beobachtungen recht häufig zu sein. Ihre Ausdehnung ist allerdings wesentlich geringer als die der schwammgebundenen Stromatolithe. Der meist vertikale, seltener laterale Übergang kann ganz plötzlich erfolgen oder so vor sich gehen, daß die Schlieren der Aphanostromata — sofern solche vorhanden sind — größer werden und sich zu einer ziemlich regelmäßigen Wuchsform zusammenschließen (vgl. Taf. 1, Fig. 4). Daraus entwickeln sich vorwiegend säulige Stromatolithe, deren Wachstum mehr oder weniger senkrecht nach oben gerichtet ist. Manchmal vereinigen sich benachbarte Säulen durch laterales Ausweichen in ihrer Dachpartie zu einem lagerartigen Stromatolithen. Je schmaler die Stromatolithen-Säule, um so stärker ist die konvexe Wölbung der Lamellen (vgl. Taf. 1, Fig. 3). Sie stoßen dann am Säulenrand an eine gemeinsame, sogenannte „Grenzlamelle" (Berckhemer 1923, 23), die steil herabzieht und den Stromatolithen gegen das umgebende Gestein scharf abgrenzt.

Im Dünnschliff und bei starker Vergrößerung zeigen die Stromatolithe häufig eine krümelige Struktur (vgl. Taf. 1, Fig. 5). Bald liegen die feinen und meist unscharf begrenzten mikritischen Krümel sehr dicht, bald weit auseinander und bilden dadurch dunklere und hellere Lagen, aus denen sich das typische Erscheinungsbild der Stromatolithe ergibt. Die Zwischenräume der Krümel in den helleren Lagen sind mit spätigem Kalzit oder mit normalem Sediment ausgefüllt. Hin und wieder findet man in dem gefangenen Sediment organische Einschlüsse, vor allem Serpel- und Foraminiferenfragmente. Oft sind diese nur im untersten Bereich der schwammgebundenen Stromatolithe zu sehen, wo sie die Laminierung weitgehend zerstört haben (vgl. Taf. 1, Fig. 1).

Stromatolithe aus dem Weißen Jura Süddeutschlands sind zwar schon lange bekannt (vgl. Schmierer 1902, 547), doch gehen die Ansichten über ihre Genese entschieden auseinander. Hölder (1942, 342) und Hummel (1960, 62) zum Beispiel halten die Weißjura-Stromatolithe für rein anorganische Bildungen. Berckhemer (1923, 22), Fritz (1958, 55) und Hiller (1964, 159) dagegen betrachten sie als Abscheidungsprodukte von primitiven Meeresalgen. Schmierer (1902, 547) vermutet in ihnen sogar Stromatoporiden.

Trotz des Fehlens von zellularen Strukturen — sie sind übrigens auch bei rezenten Algenmatten schon 1 cm unter ihrer Oberfläche oft nicht mehr zu sehen (vgl. Bollinger & Burri 1970, 32) — dürfte die Algennatur der Weißjura-Stromatolithen als sicher gelten. Ihr ausgesprochen phototrop gerichtetes Wachstum und ihre weitgehende Ähnlichkeit mit andernorts gefundenen fossilen wie auch rezenten Algenstromatolithen sprechen stark dafür (vgl. u. a.: Kalkowsky 1908; Pia 1927; Dorn 1953; Logan et al. 1964; Wolf 1965; Monty 1965 u. 1967; Bollinger & Burri 1970; Bathurst 1971).

Gemeinsam mit diesen — von blaugrünen Algen stammenden — Bildungen haben unsere Stromatolithe die erwähnte laminare Struktur und die regelmäßige äußere Form. Im Unterschied zu diesen sind unsere Stromatolithe aber nicht in flachstem Wasser (Supra- bis höheres Subtidal) entstanden. Aus verschiedenen Überlegungen müssen wir hier ein wesentlich tieferes Ablagerungsmilieu annehmen (s. S. 55).

Aphanostromata

Unter Aphanostromata verstehen wir verschieden große und unregelmäßig geformte (Algen-) Massen aus dichtem, schlierigem oder krümeligem, kryptokristallinem Kalzit, die sich durch das Fehlen einer deutlich laminierten Struktur und — im Vergleich zu den Stromatolithen — den relativ hohen Anteil von organischen Einschlüssen auszeichnen.

Aphanostromata kommen häufiger in den grobgebankten als in den flaserigen Kalksteinen vor, jedoch stets im Bereich der Stotzenfazies. In der daran anschließenden „Bioarenitfazies" und weiterhin in der reinen Bankfazies (Schlammfazies) konnten derartige Bildungen nicht mehr festgestellt werden.

Die Aphanostromata sind kalkig erhalten und lassen sich deshalb von dem sie umgebenden Gestein nicht isolieren. Die folgenden Angaben beruhen ausschließlich auf Dünn- und Anschliffbeobachtungen. Sie ergaben u. a., daß die Aphanostromata fast durchwegs an Schwämme und deren Fragmente gebunden sind. In Verbindung mit anderen Organismen, wie Serpeln und Brachipoden, wurden sie nur selten, als freiwachsende Formen im Sinne Hillers (1964, 19) überhaupt nicht angetroffen. Diejenigen, die ein solches Bild bieten, erweisen sich bei genauer Betrachtung als laterale Auswüchse von schwammgebundenen Aphanostromata.

Die äußere Form der Aphanostromata ist verschiedenartig, ihre Größe unterschiedlich. Nicht selten läßt sich erkennen, daß zwischen Form und Größe der Aphanostromata einerseits und Einbettungslage der unterlagernden Schwämme andererseits gewisse Beziehungen bestehen: bei langgestreckten und etwa schichtparallel eingebetteten, vor allem plattigen Schwämmen bedecken die daraufsitzenden Aphanostromata meist die ganze Schwammoberseite und bilden flache Polster mit unruhiger Oberfläche (vgl. Taf. 2, Fig. 1). Die Mächtigkeit derartiger Polster beträgt 1—3 cm. Ihre horizontale Ausdehnung, die natürlich von der Länge des Substrates abhängt, liegt in der Regel zwischen 5 und 15 cm, manchmal auch darüber.

Bei umgekippten, verbogenen oder schräg einsedimentierten Schwämmen nehmen die Aphanostromata die morphologisch höher liegenden Schwammteile ein. Gegen den Rand solcher Erhebungen dünnen sie aus. Das Wachstum ist dann mehr oder weniger senkrecht nach oben gerichtet. Dabei bilden sich kuppige und säulige Formen, die mit ihrer Dachpartie an das nächstliegende Schwammlager anstoßen können (vgl. Taf. 2, Fig. 1, Bildmitte rechts). Die Höhe der Kuppen bzw. Säulen beträgt bis über 3 cm und die Breite etwa 0,5—2 cm.

Vielfach treten Verzweigungen auf, aber ebenso oft kann man vertikale und laterale Verschmelzungen benachbarter Aphanostromata beobachten. Die daraus entstehenden Komplexe haben unregelmäßig begrenzte Formen und meist ansehnliche Größe (vgl. Taf. 2, Fig. 3 und 4). Manchmal lösen sich von den Aphanostromata einzelne Knollen und Flasern ab — Fritz (1958, 77) nannte sie Tuberoide —, die dann als isolierte Körperchen in der Grundmasse auftreten können.

Auf angeschliffenen Gesteinsflächen zeigen die Aphanostromata eine etwas dunklere Färbung als das sie umgebende Sediment; erst dadurch sind sie überhaupt kennt-

lich. Die dunklere Tönung kann wie beim Mumienkalk (s. S. 16) von aktiv färbenden Stoffen herrühren, geht aber nachweislich auch auf die komplexe Ausbildung des Kalkes, aus dem die Aphanostromata bestehen, zurück (vgl. FRITZ 1958, 53; HUMMEL 1960, 44; HILLER 1964, 58 u. Taf. XXIV, Fig. 5).

Im Anschliff und im Dünnschliff erkennt man, daß hellere und dunklere, schlierige Partien miteinander wechseln bzw. ineinandergehen. Die Farbintensität nimmt in den einzelnen Schlieren von unten nach oben, zuweilen auch zur Seite hin, allmählich zu. Ganz analog wechseln dabei auch die Korngrößen der Kalzitkristalle: von grob innen (hell) nach feiner außen (dunkel), so daß an der Grenze zur nächstfolgenden, wiederum helleren Partie oder zur Grundmasse ein dichter, dunkler Saum entsteht. Auf diese Weise ergibt sich das charakteristische, schlierig-wolkige Erscheinungsbild der Aphanostromata (vgl. Taf. 2, Fig. 1 und 2).

In ihrem Inneren enthalten die Aphanostromata Einschlüsse von unterschiedlichen Organismenhartteilen. Den Hauptanteil machen kleine, leuchtend weiße „Flämmchen" aus, die je nach Schnittlage als rundliche, langgezogene oder gekrümmte Schalengebilde erscheinen (vgl. Taf. 2, Fig. 3 und 4; Taf. 3, Fig. 2). FRITZ (1958, 60, Abb. 16) konnte sie mit den kalkschaligen, sessilen Angehörigen der Foraminiferengattung *Nubeculinella* CUSHMAN identifizieren. Diese individuenreichen Nubeculinellen lebten sehr wahrscheinlich in Symbiose mit den Algen, während letztere die Foraminiferengehäuse als Anhaftungsflächen benötigten. Außer Nubeculinellen wurden Tolypamminen-Röhren, Serpel-Knäuel und Spiculae des öfteren gesehen.

Typisch für die Aphanostromata sind weiterhin die zahlreichen, regellos verteilten Kleinhöhlen von unterschiedlicher Größe und Gestalt. Ihr häufiger Durchmesser beträgt 0,3—1 mm, der maximale etwa 1 cm. Gewöhnlich sind sie mit glasklarem Kalkspat ausgefüllt (vgl. Taf. 2, Fig. 2). Doch manchmal lassen sich in größeren Hohlräumen auch geopetale Anlagerungsgefüge beobachten (vgl. Taf. 3, Fig. 1). Ein dunkelgraues, krümeliges Sediment lagert sich etwa bis zur Hälfte der Kleinhöhlen geopetal auf. Der restliche Raum ist mit Kalkspat geschlossen.

Als Besonderheit können die eigenartigen, meist gekrümmten bis angewinkelten, schlauchförmigen Gebilde angesehen werden, die man bei starker (× 150) Vergrößerung in den Aphanostromata findet. Sie sind mit weißem, mikrokristallinem Kalzit ausgefüllt und liegen innerhalb der Aphanostromata völlig regellos. Ihre Länge schwankt zwischen 100 μm und 300 μm. Die Dicke liegt bei etwa 30 μm. Vermutlich sind es losgerissene Algenschläuche. HILLER (1964, 100 u. Taf. XXV, Fig. 1—5), der die „Weißjura-Krusten" ausführlich behandelt, beobachtete die gleichen Gebilde und deutete sie ebenfalls als Algenstrukturen.

Trotz dieser unsicheren Struktur darf man annehmen, daß die Aphanostromata Algenbioherme darstellen. Dafür sprechen vor allem das phototrop gerichtete Wachstum und die weitgehende Ähnlichkeit mit den Stromatolithen, bei denen organische Beteiligung bei der Entstehung sicher ist. Einen weiteren Beweis für die organische Herkunft liefern die chemischen Analysen von HILLER & KULL (1967, 157). Sie ergaben, daß der quantitative Anteil von Aminosäuren in den Weißjura-Stromatolithen- und -Aphanostromata deutlich größer ist als im umgebenden Sediment.

Ferner ist in diesem Zusammenhang zu erwähnen, daß ähnliche Bildungen auch in anderen Orten und stratigraphischen Bereichen vorkommen. K. H. WOLF (1965, 137, Fig. 17 und 18) beschreibt sie aus dem Devon Australiens (Süd Wales) und J. D. AITKEN (1967, 1171, Fig. 11—16) aus dem Kambrium und Ordovizium Kanadas

(Alberta). Der erstere nennt sie Pseudostromata, AITKEN hingegen Thrombolithe. Beide Autoren betrachten sie aber als Produkte von Cyanophyceen.

Als Pseudostromata bezeichnet schließlich auch ZORN (1971, 30) seine Algenbioherme, die er im Salvatore-Dolomit (Mitteltrias) der Tessiner Kalkalpen vorfand. Er vertritt ebenfalls die Ansicht, daß sie von Blaualgen hervorgebracht wurden.

Angehörige derselben, seit über 2,5 Milliarden Jahren überlieferten Algengruppe (vgl. WRAY 1969, 1360, Fig. 2; GLAESSNER 1971, 1329) waren sehr wahrscheinlich die Erzeuger unserer Aphanostromata. In ihrem feinen Fadenwerk wurde Trübmaterial eingefangen, das dann beim Absterben der Organismen zusammen mit dem extrazellular ausgeschiedenen Karbonat zurückblieb und diese eigenartigen biosedimentären Strukturen bildete. Ob es allerdings die gleichen Algenrasen waren, die auch unsere Stromatolithe erzeugten, läßt sich am fossilen Material nicht feststellen.

Nach der paläobotanischen Nomenklatur wären die Aphanostromata, wie auch die Stromatolithe zur Sektion Spongiostromata PIA 1927 zu stellen, da sie autochthone Wuchsformen darstellen und keine deutlichen Algenstrukturen aufweisen (vgl. PIA 1927, 36).

Intraklaste unbestimmter Herkunft („Tuberoide")

Unter dieser Bezeichnung fassen wir scharf begrenzte, abgerundete und über 0,2 mm große mikritische Kalkkörperchen verschiedensten Ursprungs zusammen, die aber durch den Mangel an spezifischen Merkmalen oder sonstigen Hinweisen nicht eindeutig auseinandergehalten und gesondert behandelt werden können. In der Größenabgrenzung der Intraklaste folgen wir der FOLKschen Definition, nach der die Grenze von Pellets zu Intraklasten etwa bei 0,2 mm gelegt wird (vgl. FOLK 1962, 64).

Sämtliche Gesteinsproben, die aus dem „Schneider"-Aufschluß entnommen wurden, enthalten zahlreiche Intraklaste. Diese haben verschiedene Gestalt und unterschiedliche Größe. Von annähernd kugeligen Aggregaten unter 1 mm bis zu unregelmäßig-lappigen, jedoch stets abgerundeten Knollen von über 5 mm Durchmesser sind alle denkbaren Übergänge zu beobachten. Am häufigsten kommen rundlich-ovale und 0,5—2 mm große Komponenten vor, während solche über 1 cm sehr selten sind.

Die Intraklaste bestehen aus mikritischem Kalzit, der wesentlich dunkler gefärbt ist als die umgebende Grundmasse. Die feineren unter ihnen erscheinen im mikroskopischen Bild strukturlos und dicht; die gröberen (etwa 1 mm Durchmesser) dagegen zeigen sehr oft eine schlierig-wolkige Farbdifferenzierung, ähnlich, wie wir sie in den Aphanostromata (siehe S. 21) und den Schwammumien (siehe S. 16) kennengelernt haben. In ihrem Inneren treten häufig kalkschalige Foraminiferen auf. Manchmal sind diese schon mit bloßem Auge im Anschliff als helle, leuchtendweiße Pünktchen zu erkennen. Es handelt sich hierbei vorwiegend um die gleichen sessilen Nubeculinellen, die auch in den Aphanostromata in großen Mengen vorkommen können. Gelegentlich besetzen sie auch die Peripherie der Intraklaste, wodurch deren äußere Begrenzung noch deutlicher wird (vgl. Taf. 4, Fig. 3).

Außer Foraminiferen kann man in derartigen Intraklasten alle möglichen organischen Einschlüsse antreffen. Meist sind es Spiculae, Serpeln, Echinodermenreste und kleine, unbestimmbare Bruchstücke, vermutlich von Bivalven. Auch sie können an der Oberfläche der Intraklaste aufgeklebt sein.

Ferner können die Intraklaste der geschichteten Fazies, und nur dieser, ringsum von feinkörnigem Glaukonit umgeben sein (vgl. Taf. 4, Fig. 4). Stellenweise dringt

er auch in das Innere der Intraklaste ein. Pyrit ist hier ebenfalls festzustellen. Gelegentlich bildet er dünne Schlieren, die etwa konzentrisch aufeinander lagern.

In zahlreichen Intraklasten bilden die genannten Einschlüsse einen deutlichen, zentralen Kern (vgl. Taf. 3, Fig. 3; Taf. 4, Fig. 1—4). Auffallend ist dabei, daß kernhaltige Intraklaste stets einen recht kleinen Durchmesser aufweisen. Er beträgt gewöhnlich 0,5—1 mm und erreicht selten 2 mm. Weiter fällt auf, daß die an den Kern angelegte mikritische Kalkmasse auch bei starker Vergrößerung (× 150) nie einen konzentrisch-schaligen Aufbau zeigt, wie etwa die onkoidischen Algenbildungen. Häufig ist zu beobachten, daß sich zwei oder mehrere dieser Knollen zu größeren, nierenförmigen und traubigen Komplexen zusammenschließen, bei denen dann oft die einzelnen Zentren noch gut zu erkennen sind (vgl. Taf. 3, Fig. 5). Die Hauptverbreitung der kerntragenden Intraklaste liegt nach den vorliegenden Beobachtungen in der geschichteten Fazies des „Schneider"-Steinbruchs und zwar in einer etwa 30 m breiten, um den Stotzen herum streichenden Zone.

Neben mehr oder weniger dichten und kernhaltigen Intraklasten treten auch solche auf, die deutlich Schwammskelettstrukturen erkennen lassen (vgl. Taf. 3, Fig. 4). Allerdings sind sie — vor allem in der Schichtfazies — sehr selten unter 1 cm Größe zu finden.

Im großen und ganzen gesehen sind die Stotzen im erwähnten Aufschluß intraklastenärmer als ihre Umgebung. Ähnliche Beobachtungen konnte Roll (1934, 230) auch in anderen Aufschlüssen mehrfach machen. Etwa 400 m weiter östlich wurden in den Bankkalken der Baugrube des Heidenheimer „Kaserne"-Bereichs keine Intraklaste mehr angetroffen.

Derartige Karbonatkörperchen treten nach Angaben von Hiller (1964, 21) in allen Stufen des Süddeutschen Weißen Jura und meistens dort auf, wo in unmittelbarer Nähe ungefähr gleichaltrige schwammführende Äquivalente liegen. In gesteinsbildender Menge und weiter Verbreitung kommen sie bevorzugt im Malm Delta vor, aus dem Quenstedt (1857, 673) sie zum erstenmal erwähnt hat.

Obwohl diese Körperchen schon über ein Jahrhundert bekannt sind, ist der um ihre Genese entbrannte Meinungsstreit noch nicht beendet. Vielmehr hat er zu einer gewissen Unsicherheit geführt, weshalb wir hier die Bezeichnung „Intraklaste unbestimmter Herkunft" verwenden.

Mit den Studien Rolls über Form, Bau und Entstehung der Süddeutschen Malm-Schwammstotzen setzte sich immer mehr die Ansicht durch, daß es sich bei diesen Intraklasten um Schuttbildungen handelt, die „von toten, schon einsedimentierten und verhärteten Teilen der Schwammbank" stammen (Roll 1934, 229) und durch Strömungen in Richtung Schichtfazies verfrachtet und dort abgelagert wurden. Daß diese Deutung der Intraklaste nicht stimmt, wurde später u. a. von Fritz (1958, 84, 92) und Aldinger (1961, 100—101) dargelegt.

Es fehlt tatsächlich auch in unserem Aufschluß eine Sonderung der Intraklaste nach Korngröße sowohl in horizontaler wie auch in vertikaler Richtung. Wie die Fig. 3 auf Taf. 3 und Fig. 1, 3 und 4 auf Taf. 4 zeigen, liegt hier der umgekehrte Fall vor. Komponenten ganz verschiedener Größe und Gestalt kommen neben und übereinander vor. Sie sind in der Grundmasse meist schwimmend eingebettet und berühren sich nur selten.

Die Häufigkeit der Komponenten weist innerhalb derselben Schicht oft Schwankungen auf. Diese Schwankungen stehen in keiner Beziehung zur Entfernung von den Schwammstotzen. Vielmehr ist unregelmäßige, wolkige Verteilung im Sediment

charakteristisch (vgl. ALDINGER 1961, 100). Stellenweise sind die Intraklaste in Nestern und Flasern konzentriert (vgl. Taf. 4, Fig. 2), die jedoch völlig regellos im Gestein liegen.

Das auffallendste ist, daß sie, wo immer sie auch auftreten, stets eine angerundete Form zeigen. Wenn sie wirklich verhärtete Teile der „Schwammbank" wären, dann müßten sie gerade hier, wo der Transportweg sehr kurz (0—50 m) ist, gewiß keine Rundung aufweisen. Außerdem wäre eine zumindest angedeutete schichtige Anlagerung der Intraklaste in der Umgebung der Stotzen vorhanden. Schließlich müßten in diesem Fall auch andere Lithoklaste in den Schichtkalken aufgefunden werden. Sie fehlen aber gänzlich. Es ist deshalb abwegig, diese fraglichen Gebilde als „Riffschutt" im Sinne von ROLL zu deuten. Die Frage nach ihren Lieferanten und ihrer Entstehungsweise wurde in den letzten Jahren zum Teil unterschiedlich beantwortet.

B. ZIEGLER (1955, 48) erkärt die Intraklaste des Weißen Jura Delta als „Weichkörperfetzen von abgestorbenen Schwämmen der Schwammbauten, die treibend über das Meer verbreitet und erst bei der Verwesung unter Bildung von Verwesungsfällungskalken eingelagert wurden." ZIEGLERS Hypothese scheint auf den ersten Blick gut fundiert zu sein; denn die Schwammfetzen können infolge ihres geringen spezifischen Gewichtes über weite Strecken schwebend verfrachtet werden. Dazu genügt schon eine schwache Wasserbewegung, die andererseits ausreichen muß, um die Schwämme zu zerstören. In unserem Fall verliert aber diese Anschauung ihre allgemeine Gültigkeit. Gegen sie spricht vor allem das Fehlen der Intraklaste im Bereich des „Kaserne"-Aufschlusses. Dieses Fehlen könnte natürlich durch besonders ruhiges Wasser oder/und auch durch verstärkte Kalkausfällung bedingt sein. Eine starke Sedimentation, die das Treiben der Fetzen verhindern konnte, ist im „Schneider"-Steinbruch auszuschließen, denn die Schichtpakete sind hier entschieden geringer mächtig als die entsprechenden im „Kaserne"-Bereich. Bei sehr ruhigem Wasser müßte dann eine Häufigkeits- und zum Teil auch eine Korngrößenabhängigkeit von der Entfernung zum Liefergebiet vorhanden sein. Das konnte aber im großen und ganzen nicht festgestellt werden.

Nach G. FRITZ (1958, 100) sind die Intraklaste — er nannte sie Tuberoide — der Bankfazies auf solche Schwämme zurückzuführen, die am Meeresboden als Einzelexemplare wuchsen und nicht dazu ausreichten, um Stotzenbildungen zu bewirken. „Bei der Verwesung zerfielen diese Einzelschwämme weitgehend und führten durch Ausscheidung von Verwesungsfällungskalk unmittelbar (Teile von unvollständig verkalkten Schwämmen) oder aber mittelbar (Umkrustungen kalkiger Hartgebilde) zur Bildung von Tuberoiden."

In der Schichtfazies unseres Aufschlusses wurden nur wenige größere und kantige Bruchstücke, aber keine ganzen Schwämme gefunden. Anders ist es im Übergangsbereich der Schicht- zur Stotzenfazies: Hier treten vermehrt unversehrte, manchmal auch noch in Lebensstellung befindliche Schwämme auf. Sie sind übrigens — im Gegensatz zu den Schwämmen der Stotzenfazies — hier selten und dann nur von sehr dünnen Aphanostromata-Polstern bedeckt. Es ist nun unwahrscheinlich, daß, während hier Schwämme erhalten blieben, ein paar Meter weiter alle aufgelöst worden sein sollen. Es müssen also in der geschichteten Fazies wesentlich weniger Schwämme gelebt haben als im Faziesübergang. Wenn das zutrifft, und wenn keine Fetzen von den Stotzen her eingeschwemmt wurden, dann reichen diese wenigen Schwämme auf keinen Fall aus, um die großen Mengen von Intralklasten geliefert zu haben. Auch

das äußerst seltene Vorkommen von Intralklasten mit deutlichen Schwammstrukturen spricht gegen eine große Anzahl von Schwammindividuen im Bereich der Schichtfazies.

K. HILLER (1964, 26) vertritt anscheinend deswegen die Ansicht, daß die „Mehrzahl der Tuberoide Abkömmlinge von Krusten sind". Nach seinen Ausführungen wurden diese „Krusten" und zum Teil auch die Schwämme nicht zusammenhängend fossilisiert, sondern lösten sich in grusartige Kalkkörperchen auf, die dann „an Ort und Stelle ihrer Bildung oder in deren unmittelbaren Umgebung (Größenordnung: einige Meter) eingebettet wurden."

Sicher kann ein Teil unserer Intraklaste auf Aphanostromata (siehe S. 16) sowie auf Schwämme zurückgeführt werden. Doch die weitaus größte Anzahl dürfte dem Erscheinungsbild nach (Kern, Rundung) nicht durch Zerfall, sondern direkt durch inkrustierende, fadenförmige A l g e n entstanden sein.

Ob diese Algen allerdings ausschließlich den Stotzenbereich i. e. S. besiedelten oder ob sie auch etwas tiefer, d. h. am Ort ihres heutigen Vorkommens in der Schichtfazies lebten, ist schwer zu beurteilen, da die Intraklaste überall die gleiche eigenartige Verteilung im Gestein aufweisen (s. oben). Ganz allgemein gilt jedoch, daß umkrustete Körner nur dann entstehen können, wenn die Wasserbewegung so stark ist, daß die als Kerne dienenden Komponenten gerollt, bzw. aufgewirbelt und zeitweise in leicht schwebender Bewegung über der Sedimentoberfläche gehalten werden. Solche Bedingungen dürften im stotzennahen und vor allem im Stotzenbereich selbst geherrscht haben, um den sessilen Organismen (z. B. Schwämmen) eine ständige Nahrungszufuhr zu gewährleisten.

Da die Intraklaste in der Schichtfazies anteilmäßig deutlich überwiegen, müssen sie teilweise von den Stotzenflanken kommen. Von hier aus konnten sie schon unter Einfluß der Hangneigung oder/und durch schwache Turbulenz abrieseln und in der geschichteten Fazies eingebettet werden, ohne daß Partikel sonstiger verfestigter Stotzensedimente, Diskordanzen oder Gradierung zu erwarten wären.

Die unregelmäßige, mehr oder weniger wolkige und nesterartige Verteilung der Intraklaste entstand möglicherweise durch Anreicherung in kleinen, im cm-Bereich liegenden Depressionen am Meeresboden, die wohl durch wühlende oder grabende Organismen geschaffen wurden. Wegen des gleichförmigen Korns sind aber diese Depressionen im Schliff nicht mehr zu erkennen.

Gewisse Ähnlichkeiten zeigen unsere Intraklaste mit den vorwiegend „strukturlos-dichten" Gebilden, die M. W. BAUSCH (1963, 30 u. Taf. 3, Fig. 3 und 4) aus dem „Massenkalk" der unteren Altmühl beschreibt und abbildet. Auch BAUSCH hält sie für Produkte von fadenförmigen Algen. Nach CAROZZI (in: BAUSCH 1963, 31) handelt es sich sogar um die gleichen, im einzelnen noch unbestimmten Algen, die die knolligen Einlagerungen im Oberen Malm des französischen Faltenjura lieferten. Sie zeigen ebenfalls keine Algenstrukturen.

Sehr wahrscheinlich waren es einzellige Cyanophyceen, deren Strukturen jedoch dadurch verwischt worden sind, daß sich mikritischer Kalzit in ihren Zellen ausgeschieden hat. Wie CHILINGAR et al. (1967, 194 u. Taf. II—IV) bei rezenten Schizophyten nachweisen konnten, gehen derartige Strukturen schon bald nach der Ablagerung tatsächlich in einen völlig strukturlosen, kryptokristallinen Kalzit über.

Unter dem Begriff „Intraklast" werden hier mikritische Kalkkörperchen zusammengefaßt, deren Genese in vielen Fällen nicht zu erkennen ist. Bei den kernlosen, den lappigen und den rundlich-ovalen Komponenten vor allem kann es sich um verkalkte Schwammweichkörperfetzen, Sprossungs- und Zerfallsprodukte von Aphano-

stomata, vielleicht auch um Kotpillen sowie um scheinbar kernlose Algenknollen, die im Schliff schräg angeschnitten wurden, handeln.

Bioklaste

Bioklaste haben im Vergleich zu den bisher besprochenen Komponenten einen geringeren Anteil am Aufbau des Sediments. Die Hauptmasse von ihnen bilden Spiculae und Echinodermenfragmente. Bei den ersten handelt es sich fast durchweg um einachsige Gebilde, die man auf Grund ihrer Form und Größe als Mikroskleren ansprechen würde (s. S. 17). Sie sind mehr oder weniger auf die Stotzen beschränkt und können dort stellenweise stark angehäuft sein. Ihre Einregelung im Gestein ist meist — wie auch die Fig. 8 inTaf. 5 zeigt — völlig richtungslos. Nur in ganz wenigen Fällen konnte eine gewisse Einregelung der Spiculae nach ihrer Längsachse beobachtet werden. Die Echinodermenfragmente, deren typisches Gitterwerk im Dünnschliff gut zu erkennen ist, kommen in den geschichteten Kalksteinen wesentlich häufiger als in den Stotzen vor. Es wurden vor allem Stacheln und Bruchstücke derselben sowie Interambulacralplatten von Seeigeln, Holothurienrädchen (vgl. Taf. 5, Fig. 9—11) und nicht näher bestimmte Ophiurenreste angetroffen. Derartige Elemente wurden auch im Schlämmrückstand recht häufig gefunden.

Als nächste Bioklastengruppe sind Schalenbruchstücke von Brachipoden anzuführen. Sie zeigen oft einen zweischichtigen Aufbau, wobei die äußere und zugleich dünnere Schicht aus zahlreichen, feinen und parallel zur Schalenoberfläche verlaufenden Lamellen besteht, während die innere aus langgestreckten und mehr oder weniger schräg angeordneten Kalzitprismen aufgebaut ist. Gelegentlich ist eine Perforation der Schale zu sehen, die auf Terebratuliden hindeutet. Fehlt die äußere Schicht, so ist die prismatische kaum von Muschelschalen zu unterscheiden.

Nach der Schalenstruktur erkennbarer Pelecypodenschutt tritt sehr selten auf, obwohl Mytiliden, Limiden und vor allem Pectiniden öfter gefunden werden.

Etwas zahlreicher dagegen kommen Aptychen und Schalenreste vor, die eine undifferenzierte Struktur aufweisen. Diese wurde während der Diagenese durch Umkristallisation in drusigen Kalkspat zerstört. Eine paläontologische Zuordnung derartiger Klastika ist daher nicht mehr möglich. Vermutlich stammen sie von Mollusken mit vorwiegend aragonitischer Schale.

Zu den Bioklasten gehören schließlich Bryozoen (vgl. Taf. 1, Fig. 1 u. 2), die von ihrem ursprünglichen Lebensort entfernt wurden, sowie Foraminiferen- und Serpelbruchstücke.

Die Größe der Bioklaste beträgt einige Zehner von μm bis über 1 cm, am häufigsten 1—5 mm. Bezeichnend ist, daß kleinere und größere Bioklaste nebeneinander auftreten, sich aber gegenseitig nicht oder nur selten berühren und — statistisch gesehen — völlig regellos im Sediment liegen. Eine Konzentration oder Einregelung der Bioklasten — Hinweis auf stärkere und gleichgerichtete Wasserströmungen — ließ sich nirgends feststellen.

Die wirre Lagerung und Zerstörung der Schalen erfolgte wahrscheinlich durch Bioaktion oder auch durch turbulente Strömungsverhältnisse. Diese Turbulenzen dürften jedoch nicht allzu heftig und auch nicht langfristig gewesen sein, denn man findet immer wieder — und besonders häufig in den gebankten Kalksteinen — größere gewölbte Schalenreste und Aptychen, die mit der Wölbung nach unten liegen. „Gewölbt unten" ist nach Richters Angaben (1942, 188 ff.), soweit dies nicht die Lebens-

bzw. Leichen-Lage des Fossils darstellt, die typische Lage von niedersinkenden schüsselförmigen Körpern bei ruhigem oder schwach bewegtem Wasser (vgl. auch JANICKE 1969, 152; ZIEGLER 1972, 38).

Wühlgefüge konnten lediglich in der Stotzenfazies — wenn auch selten — beobachtet werden. Gewiß gab es auch im Bereich der gebankten Fazies wühlende Organismen, doch lassen sich ihre Spuren auf Grund des homogenen Sediments nicht mehr feststellen.

Manchmal sind die morphologisch exponierten, aus dem Kalkschlamm herausragenden Teile der Schalen von Algen umkrustet. Der Wuchs ist einseitig und stets nach oben gerichtet. Lineare Schalenreste mit beiderseitigem Bewuchs wurden nicht beobachtet. Das deutet ebenfalls auf mehr oder weniger ruhige Ablagerungsverhältnisse im untersuchten Gebiet hin.

Pellets

Hierunter werden mit FOLK (1962, 65) alle rundlichen, mikritischen Kalkkörperchen unter 0,2 mm Größe und zwar ohne Rücksicht auf ihre Herkunft zusammengefaßt. Derartig kleine Körperchen finden sich in der Grundmasse zwischen den Intraklasten verstreut oder angehäuft zwischen den Schlieren bzw. Lamellen von Algenbildungen (s. Stromatolithe) sowie innerhalb von mehr oder weniger unvollständig erhaltenen Mumien und in deren unmittelbarer Umgebung.

Von besonderem Interesse sind jene Pellets, die in räumlichem (und vermutlich genetischem) Zusammenhang mit Schwämmen stehen, da ihre Ausbildungs- und Auftretensweise sehr mannigfaltig sein kann. Sie sollen im folgenden etwas ausführlicher besprochen werden.

Typisch für diese Pellets sind die mehr oder weniger unscharfe Begrenzung und die sehr geringe Größe: Ihr Durchmesser variiert zwischen 0,01 und maximal 0,07 mm, am häufigsten liegt er zwischen 0,02 und 0,04 mm. Die Form kann dabei kugelig, länglich-oval oder auch unregelmäßig gerundet sein. Sie liegen meist dichtgepackt in den Maschenräumen des Schwammgerüstes (vgl. Taf. 5, Fig. 4) oder/und außerhalb dessen in Nestern und Schlieren sowie in bis mm-dicken Schläuchen (vgl. Taf. 5, Fig. 3). Im Dünnschliff Nr. ST 1—4 wurden sie als Füllung eines ellipsoidischen Gebildes (? Gehäusequerschnitt) beobachtet (vgl. Taf. 5, Fig. 2).

Bei den schlauchförmigen Anreicherungen, in denen die Pellets gelegentlich mit Spiculae, Foraminiferen und anderen Schalenresten konzentriert sind, handelt es sich wohl um Wohn- und Fraßgänge. Auffallend ist, daß innerhalb ein und derselben Anhäufung selten eine etwa einheitliche Größe oder Form herrscht. Eine kontinuierliche Größenabnahme bzw. -zunahme kommt zwar häufig vor, sie kann aber nicht nur vertikal, sondern auch allseitig erfolgen. Die größeren und zugleich unregelmäßig-rundlichen Pellets finden sich bevorzugt im Inneren solcher Konzentrationen und heben sich von dem sie umhüllenden mikrosparitischen Bindemittel deutlich ab. Nach außen hin folgen kleinere, länglich-ovale und meist unscharf begrenzte Pellets, die dann entweder allmählich in eine heller erscheinende Kalkmasse übergehen oder ganz plötzlich und fast immer mit scharfer Grenze gegen das umgebende Gestein absetzen.

Die beschriebenen Gebilde sind für die verkalkten Schwämme des Süddeutschen Weißjura recht charakteristisch und schon lange bekannt. RAUFF (1893—1894, 219; Fig. 44—46) fand sie zum erstenmal in den Maschenräumen einer verkalkten *Craticularia* und betrachtet sie als „oolithische Structuren" des Mumienkalkes. Ihre Ent-

stehung vermutete RAUFF in sekundären Kristallisationsprozessen, die nach der Erhärtung des „Schwammkalkes" stattgefunden haben müssen.

In der jüngeren Zeit untersuchte FRITZ (1958, 44) diese Mikrostrukturen eingehender und bezeichnete sie als „Pseudooide". Diese Bezeichnung wurde später u. a. von HUMMEL (1960, 59), HILLER (1964, 120) und PAULSEN (1964, 15) übernommen und bis heute beibehalten.

Über die Genese der „Pseudooide" stellte FRITZ Überlegungen an. Er erkannte, daß ihre Ausbildungs- und Lagerungsweise in den Kalkmumien dermaßen vielseitig ist, daß außer RAUFFS Erklärung noch weitere Entstehungsmöglichkeiten hinzugezogen werden müssen. Nach seinen Angaben wird der „weitaus größere Teil durch primäre Bildungen in Form von einfachen Zusammenballungen des Kalkgels, Umkrustungen kleinster Kalkkörperchen oder durch Fäkalkügelchen" dargestellt (FRITZ 1958, 72). Unter Kalkgel versteht er den Verwesungskalk.

Wahrscheinlich sind vor allem die Pellets, die innerhalb derselben Anhäufung etwa die gleiche Größe und eine gewisse Uniformität zeigen, fäkalen Ursprungs. Erzeuger dafür gab es zusammen mit den Schwämmen genügend. In den meisten Fällen dürften unsere Gebilde aber durch Zusammenballungen des Mumienkalkes (= Verwesungskalk und damit vermischtes normales Sediment) entstanden sein. Worauf die Pellets allerdings zurückzuführen sind, d. h. ob sie primär im Sinne von FRITZ oder durch physikochemische Vorgänge — jedoch in ganz anderem Sinne als bei RAUFF, also etwa durch Anfänge der Diagenese — verursacht wurden, läßt sich hier nicht mehr feststellen.

Eine weitere Erklärungsmöglichkeit, insbesondere für die Entstehung der schlecht gerundeten Pellets, ist wahrscheinlich in der Tätigkeit der verschiedensten sedimentfressenden und wühlenden Organismen zu suchen, die den Mumienkalk zweifellos auf Grund seines hohen Gehaltes an organischen Substanzen bevorzugten. Durch die Aktivität dieser Organismen wurde der Mumienkalk krümelartig aufgelockert, wobei die einzelnen Krümel — hier Pellets genannt — durch Schleimabsonderung zusammenhielten und so die nester- bzw. schlierenförmigen Anreicherungen bildeten.

Wie die Entstehung der Pellets im einzelnen auch gewesen sein mag, eine rein mechanische Bildung aus halbverfestigtem Sediment durch Wasserbewegung ist fast auszuschließen. Anzeichen einer stärkeren Wellenwirkung, die die Pellets abgerundet haben könnte, fehlen gänzlich. Außerdem sind die Pellets aus feinkörnigerem und dunkler gefärbtem Material aufgebaut als das normale Sediment. Daraus folgend trifft die Bezeichnung „Pseudooid" in ihrer ursprünglichen Definition von BORNEMANN (1886, 227) „. . . gerollte, durch Friction im bewegten Wasser abgeschliffene Fragmente krystallinischkörnigen Kalksteins" für die beschriebenen Gebilde genetisch nicht zu.

Zudem ist der Name „Pseudooid" schon vom Wort her zu verschwommen. Er umfaßt — ohne Rücksicht auf die Größe — alle möglichen sphäritischen Gebilde (vgl. FLÜGEL & KIRCHMAYER 1962, 114), die nicht selten einwandfrei als Lithoklaste, Bioklaste, „faecal pellets" etc. bestimmt werden können. Man sollte den Begriff „Pseudooid" deshalb nicht benutzen.

Kotpillen

Im Vergleich mit rezenten Schwammkörnern (ILLING 1954, Taf. 1—1, 2—9, 3—1; KORNICKER & PURDY 1957, Fig. 1; BATHURST 1971, Fig. 158, 159) werden die hell-

grauen, abgerundet stäbchenförmigen, skulptur- und strukturlosen Aggregate (vgl. Taf. 5, Fig. 1), die man im Schlämmrückstand öfters findet, als Kotpillen gedeutet. Sie sind 0,7—1,6 mm, meistens 0,9—1,3 mm lang, und etwa halb so dick.

Die Kotpillen scheinen im Arbeitsgebiet „horizontgebunden" zu sein. Man trifft sie in den Mergellagen einige Meter unter der lithostratigraphischen Grenze Gelbebürg/Oberweiler-Schichten vgl. S. 92) sowohl im „Schneider"-Steinbruch als auch im „Kaserne"-Bereich. Vermutlich kommen sie auch in den Kalksteinbänken vor. Da sie aber in kalkiger Erhaltung vorliegen und außerdem keine spezifischen Strukturen aufweisen, lassen sie sich vom Kalkstein nicht isolieren bzw. im Dünnschliff von den beschriebenen Intraklasten (s. S. 25) unterscheiden.

Die Mergelproben aus dem Gebiet „Kaserne" führen im Durchschnitt wenige fäkale Pellets. In den Mergeln des „Schneider"-Steinbruchs sind sie zahlreicher vorhanden. Bemerkenswert sind die Mergellagen des Stotzenbereiches, wo die fäkalen Pellets in großen Mengen auftreten. Die ökologischen Verhältnisse für die Existenz der sie erzeugenden Organismen — von deren Anzahl die Häufigkeit der Kotpillen abhängt — müssen demnach in den Stotzen besonders günstig gewesen sein. Auch die Erhaltungsbedingungen für die primär weichen Partikel dürften hier eine wichtige Rolle gespielt haben. Welcher Art allerdings die Bedingungen und vor allem die Organismen waren, ist aus dem vorliegenden Material nicht mehr feststellbar. Auf alle Fälle sind Uniformität und einheitliche Größe der Kotpillen auf eine oder höchstens einige Tierarten zurückzuführen, die auf dem Meeresboden lebten oder sich im Schlamm aufhielten.

Anscheinend gibt es nur wenige erhaltungsfähige Sorten von Kotpillen. Ähnliche fäkale Produkte kennt man fossil aus dem Hauptmuschelkalk des Kraichgaus. G. Mayer (1965, Abb. 1—6) fand sie dort als Füllmasse in Wurmgängen und Pelecypoden.

In rezenten Meeren werden haltbare und wohlgeformte Kotpillen hauptsächlich von Würmern und Gastropoden ausgeschieden (s. Füchtbauer & Müller 1970, 284). Die Erhärtung derartig weicher Pellets geschieht heute nach Purdy (1963, 342 und 485) durch interne bakteriologische Aragonitfällung (vgl. auch Illing 1954, 25—26), die gleich nach der Entstehung der Kotpillen einsetzt.

2.1.2.2. Authigene Mineralien

Eisensulfide

Bei den vorliegenden Untersuchungen war es mikroskopisch nicht möglich, auf Grund der sehr geringen Korngröße (einige μm) und der meist fehlenden Idiomorphie der Kristalle, Pyrit und Markasit zu unterscheiden und auseinanderzuhalten. Wir haben deshalb nur den gesamten Gehalt an FeS_2 berücksichtigt und ihn als solchen erfaßt.

Obwohl solche Eisensulfide fast in allen Gesteinsproben auftreten, kommen sie nie in großen Mengen vor.

Eisensulfide findet man:

1. in der Grundmasse der Kalksteinbänke und in den Mergelzwischenlagen.
   Sie können hier diffus verteilt sein oder auch in konkretionärer Form auftreten; meist sind sie dann in Eisenhydroxyde umgewandelt, bei denen die ursprüngliche Kristallform des Pyrites gelegentlich noch gut zu erkennen ist.
2. in organischen Komponenten, besonders häufig in Schwämmen und Algenbildungen.

Pyritisierte Spiculae trifft man im Schlämmrückstand des öfteren an. Nicht selten sind auch die Gitterhohlräume von Echinodermentrümmern sowie die Kammern von Foraminiferen mit FeS_2 ausgefüllt.

3. im Inneren und häufiger am Rande der verschiedenen Intraklaste.
   Betroffen sind vor allem kernlose, dichte Intraklaste (? Kotpillen) in der Bankfazies. Die Eisensulfide treten hier gemeinsam mit Glaukonit auf.
4. als Umhüllung von Glaukonitkörnern.
   Schlierige Pyritaggregate umgeben gelegentlich diese Körner und deuten schon deshalb auf eine nach der Glaukonitbildung stattfindende Entstehung des FeS_2 hin. Zum Teil handelt es sich hierbei um Umwandlungsprodukte des Glaukonites.

Für die authigene Bildung von FeS_2 im Sediment kommt bekanntlich nur ein stark reduzierendes Milieu in Frage. Dieses kann jedoch nicht nur in abgeschnürten und mehr oder weniger stagnierenden Meeresteilen vom Schwarzmeertypus, sondern auch in Ablagerungen des offenen Ozeans auftreten. Bereits wenige Zentimeter unter dem sauerstoffhaltigen Meeresboden kann in feinkörnigen rezenten Sedimenten eine H_2S-Zone auftreten (vgl. Correns 1968, 254), bedingt durch bakteriellen Abbau des Eiweißgehaltes der einsedimentierten organischen Substanzen und eine weitgehende Behinderung des Gasaustausches mit dem freien Meerwasser.

Über die in der H_2S-Zone herrschenden physikochemischen Beziehungen und die Ausfällung des Eisenbisulfids berichtet Braun (1964, 62—63 und 66) ausführlich. Andere Autoren, die auf diesem Gebiet Untersuchungen und Berechnungen angestellt haben, werden von ihm genannt.

Im Stotzenbereich und seiner Umgebung haben mit Sicherheit keine euxinischen Bedingungen geherrscht, denn außer Schwämmen und Algen kommen auch Reste anderer höher organisierter Organismen vor, die auf ein Bodenleben schließen lassen. Diese FeS_2-Bildungen sind demnach wahrscheinlich im Porenraum der sich verfestigenden Ablagerungen entstanden.

Glaukonit

Bereits im Aufschluß war festzustellen, daß sich die grünen Glaukonitmineralien mehr oder weniger auf die geschichtete Fazies des „Schneider"-Steinbruchs beschränken. Eine Bestätigung hierfür lieferten uns die An- und Dünnschliffuntersuchungen sowie die in Essigsäure unlöslichen Rückstände etlicher Kalkstein- und Mergelproben aus allen Bereichen des Arbeitsgebietes. Sie ergaben, daß die Stotzen glaukonitfrei sind und die Schichteinheiten des „Kaserne"-Aufschlusses nur vereinzelte Körner enthalten.

Am häufigsten und in reichlicher Menge trifft man die glaukonitischen Bildungen in den „Galar-Bänken" und zwar sehr beschränkt auf den Bereich der südlichen Bruchwand.

Der Glaukonit zeigt sich in den geschichteten Kalksteinen des erwähnten Aufschlusses vorwiegend am Rande der verschiedenen Intra- und Bioklaste. Stellenweise durchdringt er sie, kann aber auch in der Grundmasse selbständig auftreten.

Auffällig sind die glaukonitischen Füllungen von Foraminiferenkammern, zum Teil auch Gastropodengehäusen, die man im Ätzrückstand relativ häufig findet. Glaukonitisierte Spiculae und Ophiurenreste sind hier ebenfalls keine Seltenheit.

Auf die Vergesellschaftung des komplizierten Kaliumeisensilikates, in dem Fe in 2- und 3wertiger Form vorliegt, mit FeS_2 wurde oben hingewiesen.

Unter dem Mikroskop erscheinen die isolierten Glaukonitaggregate als unregelmäßig rundliche, fettglänzende Gebilde von blaßgrüner bis tief blaugrüner Farbe. Der unterschiedliche Farbton läßt nach VALETON (1958, 114) gewisse Schlüsse auf das spezifische Gewicht bzw. den Chemismus der Glaukonitkörner zu. Die Farbintensität verläuft parallel mit der Zunahme an Fe und K, was andererseits eine Erhöhung der Dichte mit sich bringt. Analysen von EHLMANN et al. (1963, 90) zeigten ebenfalls, daß die Zunahme des K-Gehaltes in direktem Verhältnis zum Farbwechsel des Glaukonites von hell- nach dunkelgrün steht. An unserem Material ist oft zu beobachten, daß der Glaukonit in den oberflächennah liegenden und mehr oder weniger stark verwitterten Gesteinspartien eine bräunliche bis gelbgrüne Farbe aufweist, während er im frischen Gestein wesentlich dunkler erscheint. Dieser Farbunterschied ist wohl auf die Oxydation des zweiwertigen Fe zurückzuführen.

Die Korngrößen betragen 0,02 bis über 0,4 mm. Größere Körner zeigen zuweilen tiefe Furchen, die von VALETON (1959, Fig. 9) und KAUTZ (1964, 440) als Schrumpfungsrisse gedeutet werden. GYGI (1969, 18) dagegen hält sie für Quellungsrisse.

Glaukonit ist das „wohl bekannteste und charakteristischste Produkt der Halmyrolyse" (FÜCHTBAUER & MÜLLER 1970, 178). Seine Entstehungsbedingungen konnten jedoch bisher nicht völlig geklärt werden. Rezent bildet er sich in nennenswertem Umfang auf dem Schelf und den Kontinentalrändern, vorzugsweise in einer Meerestiefe von etwa 125—250 m (vgl. PORRENGA 1967, 496). Stets ist hier der Glaukonit an Gebiete mit verlangsamter Sedimentation gebunden.

Nicht allzu große Meerestiefe und reduzierte Sedimentation passen gut zu unserem Glaukonit-Vorkommen:

1. Die Schwammstotzen sind bestimmt nicht in allzu tiefem Wasser entstanden, da die Algen, die maßgebenden Anteil am Stotzenaufbau haben, noch genügend Licht zu ihrer Photosynthese benötigten.

2. Die verminderte Ablagerungsrate im glaukonithaltigen Schichtpaket ergibt sich aus der stromatometrischen Parallelisierung mit benachbarten, gleichaltrigen und nahezu glaukonitfreien Profilen. Aus Abb. 18 ist ersichtlich, daß die „Oberweiler Schichten" hier fast um die Hälfte weniger mächtig sind als im übrigen Hahnenkamm-Gebiet (dort ca. 13 m mächtig).

Mit dem nötigen Vorbehalt wird eine Zufuhr des Glaukonites von außen ausgeschlossen — denn damit wäre sein rein lokales Vorkommen nicht erklärbar — und eine authigene Entstehung desselben angenommen. Für authigene Bildung spricht außerdem, daß er in verschiedenen Korngrößen nebeneinander auftritt, Gehäuse ausfüllt und in Hohlräume organischer Komponenten eingelagert ist.

Das lokale, eng beschränkte Auftreten des Glaukonites im „Schneider"-Steinbruch ist durch ein gegenüber dem Stotzenbereich andersartiges, vermutlich reduzierendes Milieu bedingt.

2.1.2.3. Terrigene Komponenten

Terrigene Komponenten sind von dem damaligen Festland eingeschwemmte oder äolisch transportierte Bestandteile, die hier vornehmlich aus Ton, Quarz und Glimmermineralien bestehen. Schwermineralien sind sehr selten und wurden deshalb in der vorliegenden Arbeit nicht berücksichtigt. Aus demselben Grund lassen sich keine Rückschlüsse auf das terrigene Liefergebiet ziehen.

Tonmineralien

Über die Natur der Tonmineralien geben einige röntgenographisch untersuchte Stichproben Auskunft: neben vorherrschendem Illit tritt in wechselnden Mengen stets Kaolinit auf. In manchen Mergelproben sind beide Mineralien etwa gleich häufig. Sie dürften daher in unserem Gebiet vorwiegend als Tontrübe eingeschwemmt worden sein, da Kaolinit sich in marinem Milieu kaum und bei Anwesenheit von $CaCO_3$ nicht authigen bilden kann (vgl. Tröger 1967, 630).

Montmorillonit konnte auch nach Quellversuchen mit Äthylenglykol nicht nachgewiesen werden.

Quarz

Quarz kommt in geringen Mengen und fast ausschließlich in der 2 — 63 μm-Korngrößenfraktion vor. Quarzkörner mit einem größeren Durchmesser (maximal bis 150 μm) wurden in den HCl-unlöslichen Rückständen nur selten gefunden. Sie sind kantig und haben glatte Oberflächen.

Eine vorwiegend authigene Entstehung des Quarzgehaltes, wie es Hesse (1968, 307) in den Neuburger Bankkalken feststellen konnte, kommt hier nicht in Frage. Vielmehr läßt die gute Korngrößensortierung äolischen Transport vermuten.

Muskovit

Mit den Tonmineralien assoziiert finden sich in allen Proben geringe Mengen von feinst zerriebenem Muskovit. Auch in der 2 — 63 μm-Korngrößenfraktion ist er noch festzustellen. Dagegen kommen größere Plättchen von Muskovit nicht vor.

2.2. Fazies- und Gesteinstypen nach der Assoziation der Sedimentkomponenten

Aus dem Vorhergegangenen ergibt sich, daß Schwämme, Aphanostromata, Stromatolithe, Intra- und Bioklaste unterschiedlicher Herkunft sowie authigener Glaukonit mit oder neben der fein- und mehr oder weniger gleichkörnigen Grundmasse die wesentlichsten und überhaupt auffälligsten gesteinsbildenden Komponenten der untersuchten Proben darstellen. Sie sind mit jeweils mehr als 3 % am Gesteinsaufbau beteiligt.

Nach ihrer Assoziation und räumlichen Verbreitung (vgl. Abb. 5) lassen sich nun im Arbeitsgebiet drei Faziestypen unterscheiden, die in folgender Weise zu bezeichnen und charakterisieren sind:

1. Biolithitfazies: Sie beschränkt sich ausschließlich auf die Stotzen und ist durch das Fehlen von Glaukonit und die großräumige Vergesellschaftung von Grundmasse, Schwämmen (einschließlich Schwammfragmenten), Aphanostromata, Stromatolithen und Intraklasten weitgehend gekennzeichnet (vgl. Abb. 5).

Die Beteiligung dieser Komponenten am Gesteinsaufbau ist innerhalb eines einzelnen Stotzens sehr unterschiedlich. Nicht selten treten die Stromatolithe ganz und die Intraklaste derart zurück, daß Grundmasse mit Schwämmen und Aphanostromata die alleinigen gesteinsbildenden Komponenten darstellen.

Oft treten in den Stotzen auch Partien auf, die aus Grundmasse, Schwämmen und Intraklasten oder nur aus Grundmasse und Intraklasten bestehen. Letztere Zusammensetzung ist im allgemeinen auf relativ kleine Räume („Restlücken") beschränkt.

Tierische Hartteile — außer Schwammfragmenten und ganzen Fossilien (wie Brachiopoden, Cephalopoden, Muscheln, Serpeln und Bryozoen) — kommen in der Biolithitfazies nicht auffallend häufig vor.

Bei den Gesteinen dieser Fazies handelt es sich überwiegend um Algen-Schwamm-Intraklasten-Kalke, die man mit Folk (1962) im mikroskopischen Bild als Biolithite bezeichnen darf.

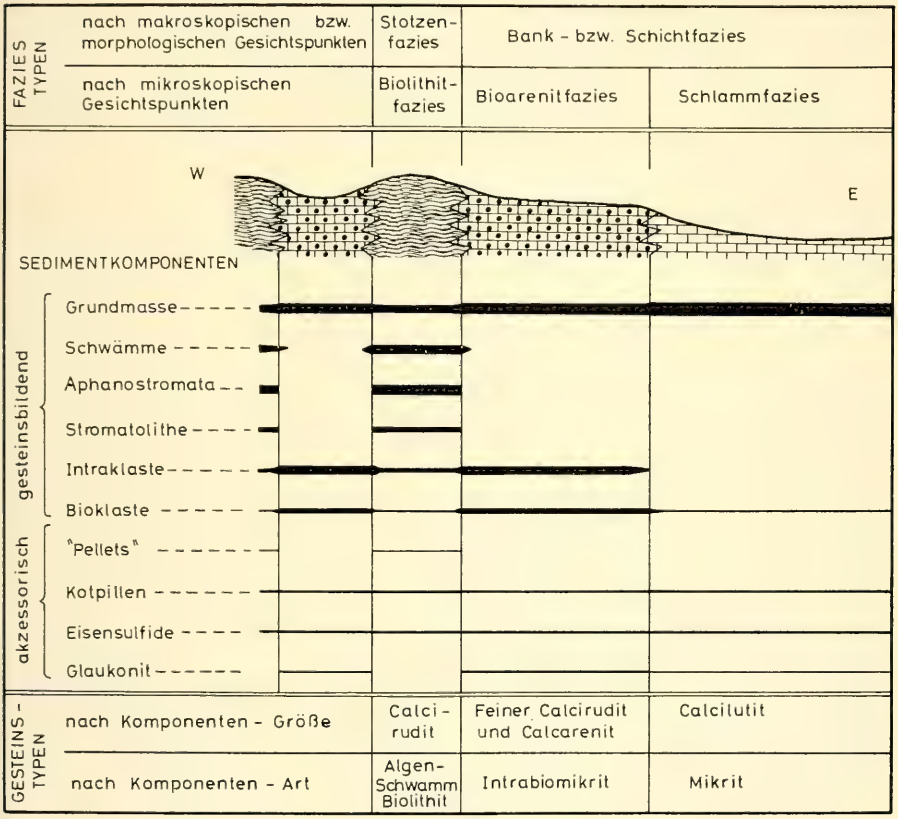


Abb. 5. Schematische räumliche Anordnung der Fazies- und Gesteinstypen im Untersuchungsgebiet.

Fig. 5. Schematic lateral sequence of facies and rock types.

2. Bioarenitfazies: Diese Fazies umfaßt die stotzennahen geschichteten Sedimente, die sich vorwiegend aus Grundmasse, Intraklasten und Bioklasten zusammensetzen. Auch Glaukonit kann hier stellenweise (vgl. S. 30) gesteinsbildend auftreten.

Die Assoziation von Grundmasse mit Intraklasten und Schwämmen, die im Übergangsbereich Stotzen-/Schichtfazies zu finden ist, kann eher zur Bioarenit- als zur Biolithitfazies gezählt werden, da die hier vorkommenden Schwämme im allgemeinen frei von Algenbewuchs sind (s. S. 24).

Gesteinsbezeichnung nach Folk (1962): Grober Calcarenit bis Calcirudit bzw. Intrabiomikrit.

3. Schlammfazies: Zu dieser Fazies gehören die stotzenferneren, eigentlichen gebankten Sedimente, in denen die Intraklaste fehlen. Bioklaste und Glaukonit sind hier in so geringer Beimengung vorhanden, daß sie als gesteinsbildende Komponenten ausscheiden. Übrig bleibt die feinkörnige Grundmasse, die aus Kalk- und Mergelschlamm entstand. Daher die Bezeichnung Schlammfazies. Ihre Gesteine lassen sich mit Folk (1962) als Calcilutite bzw. Mikrite ansprechen.

Die nördlich Heidenheim a. H. liegenden Oberoxfordien-Ablagerungen können wie folgt unterteilt werden: Einmal nach rein makroskopischen Gesichtspunkten in Stotzen- und Schichtfazies, zum anderen nach bestimmten Vergesellschaftungen der gesteinsbildenden Komponenten in Biolithit-, Bioarenit- und Schlammfazies. Ihre Beziehung zueinander ist der Abbildung 5 zu entnehmen.

3. Palökologie

Aufgabe und Ziel der Palökologie sind die Rekonstruktion der Bedingungen, unter denen die Organismen lebten und die Erforschung der zwischen den Organismen selbst bestehenden Wechselbeziehungen.

Die wichtigsten Grundlagen der Lebensbedingungen unserer Organismen (Fauna und Flora) waren selbstverständlich das Wasser und die damit gekoppelten Faktoren wie Salzgehalt, Temperatur, Durchlichtung und Intensität der bodennahen Wasserbewegungen. Alle diese Faktoren hängen mehr oder weniger von der Wassertiefe ab und lassen sich durch eine Reihe von paläontologischen und sedimentologischen Beobachtungen erschließen.

Im folgenden werden die ökologische Verbreitung der angetroffenen Faunen und ihre gegenseitigen Beziehungen diskutiert. Zugleich wird nach Indizien gesucht, die zusammen mit den sedimentologischen Ergebnissen Rückschlüsse auf das Ablagerungsmilieu ermöglichen.

3.1. Foraminiferen

Die im Untersuchungsgebiet angetroffenen Foraminiferen-Arten sind der Tab. 1 und der Fossilliste auf Seite 35 zu entnehmen. Hinzu kommen noch die im Dünnschliff öfters beobachteten, aber nicht näher bestimmbaren Nubeculinellen (vgl. Taf. 2, Fig. 3—4) und Ophthalmidien sowie *Bullopora rostrata* Quenstedt. Letztere findet sich auf Muscheln und Ammoniten festgewachsen. Auf die Vergesellschaftung der Nubeculinellen mit Algen (Cyanophyceen) wurde bereits im sedimentologischen Teil eingegangen (vgl. S. 21).

Alle hier nachgewiesenen Foraminiferen-Formen sind in den in neuerer Zeit erschienenen Arbeiten von E. & I. Seibold (1953—1960), J. Groiss (1966; 1970), H. Oesterle (1968) und B. Winter (1970) ausführlich beschrieben und gut abgebildet.

Grundsätzlich sind bei unseren Foraminiferen zu unterscheiden: Formen, die in Mergeln vorkommen, und Foraminiferen, deren Biotop der Schwammkörper war.

Foraminiferen in Stotzen- und Bankfazies-Mergeln

E. & I. Seibold (1960, 386) konnten in ihren gründlichen Untersuchungen über Ökologie und Faziesabhängigkeit der Foraminiferen im Oxfordien Süddeutschlands nachweisen, daß bestimmte Arten wie *Nodosaria raphanistriformis* und *Spirillina polygyrata* eine deutliche Vorliebe für die Stotzenfazies zeigen; andere wiederum für die Bankfazies. Innerhalb dieser Faziesräume übt auch der Karbonat-Gehalt einen

| Aufschluß / Foraminiferen | Faziestyp | Bonn-Nr. | Biolithit-Fazies | "Schneider" Bioarenit - Fazies | | |

Einfluß aus, meist aber nur auf die Individuenzahl einiger vorwiegend „faziesindifferenten" Arten und deren Skulptur. So verliert *Lenticulina quenstedti* ihre auffallende Berippung bei höherem Kalkgehalt und kommt dabei wesentlich seltener vor als in kalkärmeren Proben (vgl. auch WINTER 1970, 48). Stärkere Bodenströmungen, die das Sediment umgelagert und die Foraminiferen verfrachtet haben könnten, sind im unteren Oberjura Süddeutschlands nach E. & I. SEIBOLD (1960, 392) auf Grund verschiedener Überlegungen fast durchweg auszuschließen. Die Foraminiferen, die nur aus benthonischen Formen bestehen, dürften somit an ihren Fundorten gelebt haben.

Diese Schlußfolgerungen von E. & I. SEIBOLD gelten auch für das Arbeitsgebiet, sowohl hinsichtlich der „Autochthonie", aber ganz besonders für die Faziesabhängigkeit einzelner Foraminiferen-Arten.

Tab. 1 zeigt schon auf den ersten Blick, daß die „schwammfaziesanzeigenden" *Nodosaria raphanistriformis, Spirillina polygyrata* sowie *Paalzowella feifeli* und *Paalzowella turbinella* streng an die Stotzen und deren Nähe gebunden sind. Die Mergelproben S 2/3 bis S 5/6 mit massenhaft auftretenden Spirillinen und wenigen anderen „Anzeigerinnen" liegen nur 5 m vom verschwammten Bereich entfernt.

Spezifisch „bankfaziesanzeigende" Formen im Sinne von E. & I. SEIBOLD lassen sich hier nicht ausscheiden. Selbst die von diesen Autoren (1960, Abb. 14) als solche angegebenen Arten wurden in den bearbeiteten Proben nicht angetroffen. Dieses Fehlen resultiert wahrscheinlich aus der geringen Häufigkeit dieser Arten im oberen Oxfordien von Süddeutschland.

Insgesamt ist die Armut der Mikrofauna im untersuchten Bereich sehr auffällig. Auch Ostracoden wurden hier nur in einzelnen Exemplaren angetroffen (vgl. S. 50).

Foraminiferen in Schwämmen

Es ist schon lange bekannt, daß das Schwamm-Innere bezüglich des Foraminifereninhalts „eine Welt für sich" darstellt. Um einen Überblick darüber zu bekommen, wurden einige isolierte Schwammexemplare mit 3 %iger Essigsäure wiederholt behandelt, bis sich der Schwammkörper völlig auflöste. Aus dem Ätzrückstand konnten folgende Formen bestimmt werden:

Textulariina (Sandschaler):	*Thurammina gracilis* (FRENTZEN)
	Tolypammina flagellum (TERQUEM)
	„ „*vagans*" (BRADY)
	Rheophax helveticus (HAEUSLER)
	Miliammina jurassica (HAEUSLER)
	Haplophragmoides globigerinoides (HAEUSLER)
	Placopsilina argoviensis HAEUSLER
	„ „*cenomana*" D'ORBIGNY
	Subdelloidina haeusleri FRENTZEN
	Textularia cordiformis SCHWAGER
	„ *jurassica* GÜMBEL
	Trochammina cf. *pygmaea* (HAEUSLER)
	„ *rotundata* E. & I. SEIBOLD
Rotaliina (Kalkschaler, perforat):	*Spirillina polygyrata* GÜMBEL
	Paalzowella feifeli (PAALZOW)

Diese so gewonnene Fauna kann natürlich nicht direkt mit der den Mergeln entnommenen (vgl. Tab. 1) verglichen werden, denn die darin enthaltenen Kalkschaler und kalkig agglutinierten Formen wurden beim Ätzen weitgehend aufgelöst. Trotzdem sind ihre Eigenartigkeit und die engen Beziehungen zu den Kieselschwämmen sehr augenfällig. Bereits FEIFEL (1930, 47) hat auf diese Zusammenhänge hingewiesen und dabei die Vermutung geäußert, daß die Mehrzahl aller beim Ätzen gewonnenen Foraminiferen „die Spongien noch zu deren Lebzeiten bewohnt haben".

Zu diesem Ergebnis kommt auch FRENTZEN (1944, 341) bei der Untersuchung der Birmensdorfer Schichten auf ihren Foraminifereninhalt im Gebiet um Blumberg in Baden. Er schreibt: „Wären sie postmortal in diese (Schwämme) eingeschwemmt und nur im Maschenwerk des Schwammkörpers zurückgehalten worden, müßten sie auch in den Mergeln in ähnlicher Zahl, wie im Schwammkörper auftreten". FRENTZEN konnte sicher 29 Spezies antreffen, von denen er nur 7 in den die Schwämme einschließenden Mergeln wiederfand.

Gelegentlich zeigen die Foraminiferen direkt an, daß sie im Schwamm gelebt haben. Ein hervorragendes Beispiel hierfür, eine *Tolypammina* in „Lebensstellung", bilden E. & I. SEIBOLD (1960, Taf. 8, Fig. 16) ab.

Diese röhrenförmige Foraminifere wurde im Ätzrückstand am häufigsten gefunden. Während des Ätzens wurde öfters beobachtet, daß sie sich durch die Maschenräume und Kanäle hindurchwindet und mitunter auch an der Schwammoberfläche erscheint. Sie konnte aber niemals eindeutig dem Schwammkörper aufsitzend gesehen werden. Daraus läßt sich schließen, daß diese Individuen in der Tat und offensichtlich sogar den lebenden Schwamm bewohnt haben.

Die stark eingeschnürten, zuweilen im Maschennetz anzutreffenden Thuramminen-Gehäuse (vgl. Taf. 5, Fig. 4—5) deuten ebenfalls auf das gleiche Ergebnis (vgl. FEIFEL 1930, 47).

Während die Lebensweise in den Schwammkanälen bei den Tolypamminen und sonstigen schlauchförmigen Sandschalern, wie Subdelloidinen und Placopsilinen, einigermaßen verständlich ist, bleibt diese bei den Thuramminen recht unklar, da die Thuramminen gelegentlich Teile des Schwamm-Skeletts völlig umwachsen (vgl. E. & I. SEIBOLD 1960, 26).

Zur Deutung dieses Befundes nimmt OESTERLE (1968, 704) eine Verletzung des Schwammgewebes an, wodurch Skelett-Teile freigelegt werden können. Die in ihrem frühen Stadium noch frei schwebenden, kugeligen und sehr kleinen, „weichen" Thuramminen-Gehäuse können dabei in das Innere eines verletzten Schwammes geschwemmt werden. Sie setzen sich dann an den freigelegten Stellen fest, bilden während des Wachstums die agglutinierte Schale und nehmen zugleich den jeweils zur Verfügung stehenden Platz ein. Somit erklärt OESTERLE auch die enorme Formenfülle der im Schwammkörper lebenden Thuramminen.

Sowohl OESTERLE als auch FEIFEL und FRENTZEN vertreten die Ansicht, daß die schwammbewohnenden Foraminiferen auf keinen Fall Symbionten oder gar Parasiten waren, sondern reine Kommensalen, die von der durch die Wasserzirkulation innerhalb des Kanalsystems bedingten Nahrungszufuhr profitierten.

Anscheinend nur aus diesem Grund bevorzugten sie die Schwämme und weniger wegen der Beschaffung des Baumaterials in Form von zerbrochenen und zerfallenen Skelettelementen, wie verschiedentlich angenommen wird (vgl. z. B. FRITZ 1958, 58).

Zusammenfassend betrachtet sind im Untersuchungsgebiet die sandschalig-agglutinierten und kalkschalig-imperforaten (Nubecularien) Formen fast ausschließ-

FOSSILIEN	Aufschluß / Bank-Nr.	„Schneider" 1—6	7—12	13	14	15—19	20	21—28	29—35	„Kaserne" 161—170	171—180	181—188
PELECYPODA												
Nuculoma variabilis (SOWERBY)		o						+				
Isoarca striatissima (QUENSTEDT)		o +	o +	o +	o +							
Mytilus cf. *tenuistriatus* MÜNSTER				+		+	+		+			+
Pinna (P.) radiata MÜNSTER			+									
Pteria modiolaris (MÜNSTER)		+										
Inoceramus (I.) laevigatus (MÜNSTER)									+		+	
Entolium (E.) cingulatum (GOLDFUSS)			+					+				+
Propeamussium (P.) nonarium (QUENSTEDT)										+		+
Chlamys (Ch.) subtextoria (MÜNSTER)		o									+	
Eopecten velatus (GOLDFUSS)			+	+	+	+	+	+	+			
Lima (L.) ovatissima (QUENSTEDT)			+	+	+							
Ctenostreon pectiniforme (SCHLOTHEIM)				+	+	+	+					
Plagiostoma quenstedti (MOESCH)					+							
„ *pratzi* (BOEHM)		+				+	+					
Pseudolimea duplicata (SOWERBY)						+	+		+			
Lucina sp.				+	+	+			+			
Astarte (A.) extensa PHILLIPS							+					
Pholadomya (Ph.) acuminata (HARTMANN)		+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Cuspidaria fontannesii (LORIOL)						+					+	
Lopha gregaria (SOWERBY)		o										
GASTROPODA												
Bathrotomaria babeauna (D'ORBIGNY)		o					+					
„*Pleurotomaria*" sp.		o			+		+	+				
Lissochilus crassicostatus (ZITTEL)							+					
Anchura bicarinata (MÜNSTER)				+					+		+	+
ARTHROPODA (Prosoponidae)												
Nodoprosopon spinosum (MEYER)					+	+	+					+
Pithonoton simplex (MEYER)		+										
ECHINODERMATA												
Plegiocidaris coronata (MÜNSTER)		o	o									
Collyrites granulosus (MÜNSTER)									+			
PORIFERA												
Cnemidiastrum goldfussii (QUENSTEDT)		o	o	o								
„ *stellatum* (GOLDFUSS)		o	o									
Melonella cf. *radiata* (QUENSTEDT)		o	o									
Stauroderma lochense (GOLDFUSS)		o	o	o	+							
Tremadictyon reticulatum (GOLDFUSS)		o	o	o	+							
Verrucocoelia verrucosa (GOLDFUSS)		o	o									
Cypellia prolifera ZITTEL		o	o	o								
„ *rugosa* (GOLDFUSS)												
BRYOZOA												
Pennatulitea verrucosa EDWARDS		o	o	o								
ANNELIDA												
Serpula (Cycl.) gordialis (SCHLOTHEIM)		o	o	o								
„ „ *flacida* (GOLDFUSS)		o	o	o								
„ *(Dors.) plicatilis* MÜNSTER		o	o	o								
Terebellina lapilloides (MÜNSTER)		o	o	o	+							

Tab. 2. Verteilung der Faunen (ohne Cephalopoda) innerhalb der Bank- (+) und Stotzenfazies (o). Die Stotzenbildung reicht bis Bank S13. Die dort darüber folgende Bank S14 enthält noch Elemente der Stotzenfauna; im stotzenferneren Bereich dagegen nicht mehr (vgl. Abb. 7).

Tab. 2. Faunal distribution (except cephalopods) within bedded (+) and mound facies (o). Mound growth reaches up to S13. The capping bed S14 still contains elements of the mound fauna above the mounds, but not in off-mound area (see fig. 7).

FOSSILIEN	Aufschluß	„Schneider"								„Kaserne"		
	Bank-Nr.	1—6	7—12	13	14	15—19	20	21—28	29—35	161—170	171—180	181—188
BRACHIOPODA												
Lacunosella cracoviensis (QUENSTEDT)		o	o	o	+							
„ *decorata* (QUENSTEDT)			o	o								
„ *multiplicata* (ZIETEN)			o	o	+							
„ *selliformis* (LEWISKI)			o	o								
„ *sparsicosta* (QUENSTEDT)			o									
Monticlarella strionicta (QUENSTEDT)		o	o									
„ *strioplicta* (QUENSTEDT)		o			+							
Loboidothyris zieteni (LORIOL)		o	o	o	+							
„ *bisuffarcinata* (SCHLOTHEIM)		o	o	o								
Dictyothyris reticulata (SCHLOTHEIM)		o										
Nucleata nucleata (SCHLOTHEIM)		o	o	o	+							
Zeilleria pseudolagenalis (MOESCH)			o									
„*Megerlea*" *loricata* (SCHLOTHEIM)		o										
Zitteliina orbis (QUENSTEDT)		o										

Tab. 2. (Fortsetzung)

lich auf die Schwammstotzen beschränkt. Die kalkschalig-perforaten hingegen scheinen über den gesamten Aufschlußbereich verteilt zu sein, und zwar die nicht faziesgebundenen gleichmäßig, die faziesgebundenen dagegen meist nur in wenigen Exemplaren (vgl. Tab. 1 u. Abb. 7). Ein gutes Beispiel für letzteren Fall ist die große Seltenheit von Nodosarien und Dentalinen, die über den Stotzenbereich hinaus nicht angetroffen wurden.

Wie aus den Tabellen 4 und 5 bei J. GROISS (1966) — der u. a. auch ein gleichaltriges, nicht weit vom „Kaserne"-Aufschluß entferntes Profil mikrofaunistisch untersuchte — hervorgeht, treten diese Gattungen in der gebankten Fazies der Südlichen Frankenalb überhaupt selten auf. Von dem oberoxfordischen Profil nördlich Heidenheim am Hahnenkamm gibt GROISS nur zwei Dentalinen an.

Dieses offenkundige Fehlen ist vermutlich dadurch bedingt, daß die Strömungsverhältnisse im Bereich der gebankten Fazies wesentlich ruhiger waren als im Stotzenbereich, wo bewegtes Wasser benötigt wird, um den sessilen Organismen die Nahrungszufuhr zu gewährleisten. Die statischen Anforderungen an ein Gehäuse unter diesen Bedingungen sind natürlich verschieden. Für ruhiges Wasser scheinen die länglich gestreckten Formen ungünstig zu sein, Dentalinen und Nodosarien treten deshalb ganz erheblich zurück (vgl. auch GROISS 1970, 34).

Bezüglich der Meerestiefe erlauben die nachgewiesenen Arten und Formen der Foraminiferen keine schlüssigen Angaben (vgl. hierzu OESTERLE 1968; WINTER 1970).

3.2. Porifera — Bryozoa — Annelida

Diese drei zoologisch grundverschiedenen Faunengruppen werden hier gemeinsam diskutiert, da die Bryozoen und Anneliden im Untersuchungsgebiet in den allermeisten Fällen direkt auf den Schwämmen aufgewachsen sind. Wie bereits erwähnt (vgl. S. 17), kommen auch die Kalkalgen (Aphanostromata, Stromatolithe) mit den Schwämmen eng vergesellschaftet vor.

Mit der Verteilung dieses Epöken-Bewuchses auf Ober- und Unterseite plattiger Schwämme aus dem Oberen Jura der Schwäbischen Alb hat sich in neuerer Zeit

G. K. Fritz (1958, 46ff.) eingehend beschäftigt. Nach seinen Ausführungen sitzen die Epizoën (mit Ausnahme der inkrustierenden Foraminiferen) merkwürdigerweise in ihrer überwiegenden Mehrzahl auf der Unterseite, d. h. der nicht von Algenbewuchs bedeckten Außenwand der Schwämme fest. Nur ein geringer Teil kommt auch auf der Oberfläche, meist zusammen mit dem Algenbewuchs, vor. Aufgrund dieser ungleichen Verteilung läßt sich nach Fritz die ursprüngliche Einbettungslage von plattigen Schwämmen mit ziemlicher Sicherheit ablesen. Exemplare, bei denen die „angegebenen Verhältnisse anders oder genau umgekehrt liegen" müssen nach demselben Autor (1958, 51) nach „Abschluß der Verkalkung und Krustenbildung" (= Aphanostromata i. S. vorliegender Arbeit) umgelagert worden sein. Hinsichtlich der Zeit der Besiedlung nimmt Fritz (1958, 75) an, daß die Epizoën „den Schwamm erst nach dessen Absterben, während der Verwesung des Weichkörpers inkrustiert haben".

B. Ziegler (1964), der eine detaillierte Studie über Bewuchs auf rezenten und fossilen Spongien lieferte, kommt aufgrund verschiedener Überlegungen zum Ergebnis, daß der Bewuchs durch Epizoën bei den Kieselspongien (Hexactinellida und Tetraxonida) in manchen Fällen „partiell abgestorbene Individuen ... aber auch häufig völlig tote und mazerierte Stücke betroffen hat."

Die von Fritz und Ziegler erzielten Ergebnisse gelten im großen und ganzen auch für das vorliegende Schwamm-Material. Besonders geeignet für derartige Beobachtungen erweisen sich auch hier die plattig geformten und tellerartigen Schwämme, wie Staurodermen und Tremadictyen bzw. deren Bruchstücke, da sie sehr häufig die ursprüngliche Ober- und Unterseite des Schwammes gut erkennen lassen (s. unten). Außerdem weisen sie f a s t immer einen reichlichen Epöken-Bewuchs auf. So wurden an einem lose aufgesammelten, ca. 12 × 10 cm großen, plattigen Bruchstück von *Stauroderma lochense* (Quenstedt) mehr als 30 Serpulidenröhren, 3 Terebelliden-Exemplare, 5 Bryozoenkolonien sowie über 15 Ostreiden (Muscheln)- und Thecidien (Brachiopoden)-Schälchen ausgezählt. Etwas seltener treten daneben zierliche, meist erbsengroße (?) Calcispongien auf. Sämtliche Epizoën sitzen auf der ursprünglichen, durch engstehende, rundlich-ovale Ostien gekennzeichneten Unterseite des *Stauroderma*-Schwammes (vgl. A. Schrammen 1936, 22) und, soweit erkennbar, unmittelbar auf dem Schwammskelett. Die Oberseite des plattigen Bruchstückes, an der noch Sediment anhaftet, scheint völlig frei von derartigem Bewuchs zu sein, trägt aber stellenweise dünne Polster von Aphanostromata.

Die so bewachsene Mumien-Platte deutet darauf hin, daß der Epizoën-Bewuchs p o s t m o r t a l, also nach dem Absterben des Schwammes, stattgefunden hat und offensichtlich zu einer Zeit, zu der der Schwamm noch zusammenhängend auf dem Meeresgrund in Lebensstellung stand und noch nicht mit Sediment zugedeckt war.

Unter den aufgesammelten becherartigen Spongien sind einige Cypellien-Exemplare, auf deren Außenseite der Epizoën-Bewuchs (meist Ostreiden und Thecidien) etwa gleichmäßig verteilt ist; möglicherweise ein Hinweis dafür, daß auch hier der Bewuchs die noch in Lebensstellung befindlichen Schwämme betroffen hat. Das Umstürzen derartiger Stücke dürfte somit erst nach der Besiedelung erfolgt sein.

Häufig finden sich im Untersuchungsgebiet Staurodermen-Platten, die in Lebensstellung sowie umgedreht im Sediment liegen, und die makroskopischen Epizoën-Bewuchs (vor allem: Serpuliden und Bryozoen) nur auf ihrer ursprünglichen Oberseite zeigen.

So konnte besonders in den K a l k s t e i n b ä n k e n beobachtet werden, daß plattige Schwämme bzw. deren Fragmente, die inmitten der Bänke lagig horizontal

eingebettet sind, oft auf der hangenden Seite Bewuchs von Epizoën und Algen tragen. Bei herauspräparierten Exemplaren ist die epizoëntragende Seite die ursprüngliche Schwammoberseite, d. h. die Stücke liegen hier ± in Lebensstellung vor. Der Bewuchs auf der Oberseite steht im Gegensatz zu FRITZ (1958, 46 ff.).

Die umgedrehten Staurodermen sowie die sonstigen teller- und trichterförmigen Schwämme wurden im Arbeitsgebiet ausschließlich in den Mergellagen bzw. Schichtfugen der Stotzenfazies und ihrer unmittelbaren Umgebung angetroffen. Sind sie von mergeligem Material umgeben, so trägt die nach oben orientierte Seite (ursprüngliche Unterseite) keinen Algenbewuchs; auch die Unterseite läßt einen solchen nicht erkennen. Bilden die Stücke das Liegende bzw. die Basis einer Kalksteinbank, so sind sie häufig von Algen (Aphanostromata und Stromatolithe) partiell oder völlig bedeckt. Vor allem an der Grenze Schwamm/Algen können verschiedenartige Epizoën auftreten.

Auch ZIEGLER (1964) berichtet von derartig bewachsenen Staurodermen-Bruchstücken aus dem Oberen Oxfordien der südwestlichen Schwäbischen Alb (Bärenthal). Sie liegen dort umgedreht im Sediment und tragen auf der Unterseite (ursprünglich Oberseite) Bewuchs von Bryozoen, auf der Oberseite hingegen „Kalkkrusten". Diese Stücke sind nach ZIEGLER (1964, 91) „zuerst umgestürzt worden, dann hat sich Bewuchs auf ihrer Unterseite (der ursprünglichen Oberseite) festgesetzt, und erst zuletzt wurden sie eingebettet".

Dieser Vorgang läßt sich bei unseren Funden nicht sicher nachweisen. Man kann annehmen, daß die plattigen Schwämme bzw. Schwammstücke nach dem Absterben nicht gekippt wurden, und ihre Oberseite für Bewuchs zugänglich blieb. Erst später kam es zur Umkippung und Einsedimentierung, was besonders für die Mergel-Partien zutrifft (s. oben).

Aus den angeführten Beobachtungen läßt sich eine Reihe von Rückschlüssen ziehen: die Wasserbewegung hat die Schwämme in die umgekippte Lage gebracht. Ihre Intensität muß während der Unterbrechungen der Kalksedimentation, die durch die Mergellagen bzw. Schichtfugen markiert werden, bedeutend stärker gewesen sein als während der mehr oder weniger reinen Kalkablagerung. Da die umgekippten Schwämme oft unverletzt sind (vgl. S. 15), kann die Bewegung hierbei nicht sehr kräftig gewesen sein. Hinsichtlich des Zeitpunktes dürfte die Umlagerung mit oder nach der Besiedelung, aber vor der endgültigen Lithifizierung erfolgt sein, da die betroffenen Stücke keinen Algenbewuchs auf beiden Seiten aufweisen (vgl. auch S. 15/16). Darauf deutet auch das Fehlen von Lithoklasten (vgl. S. 24), das seinerseits auf nicht allzu starke Wasserbewegung hinweist.

Die Epizoën bzw. deren Gehäuse liefern eine bestimmte Auskunft über die Zeitdauer, in der die Siedler auf dem Schwammskelett wuchsen. Die Ostreiden und Thecidien sowie die Bryozoen-Kolonien bleiben recht klein, bei den Anneliden hingegen breiten sich neben kleinen auch größere Exemplare bis zu 10 cm Länge aus. Diese wuchsen sicher nicht in wenigen Tagen oder Wochen zu solchen Größen heran.

Nach G. GÖTZ (1931, 389) und W. J. SCHMIDT (1955, zit. nach BARTHEL 1969, 33) beträgt die Wachstumsgeschwindigkeit bei rezenten Serpuliden 1,5 bis 6 mm pro Monat. Überträgt man diese Zuwachsraten auf die fossilen Formen, so ergibt sich für eine Röhre von 10 cm Länge auf der Oberseite einer *Stauroderma*-Platte eine Mindest-Wuchsdauer von etwas mehr als 1 Jahr. Zu dieser Zeit mußte also die Schwamm-Oberseite frei von Sediment gewesen sein.

Dies gibt uns einen Hinweis auf die Sedimentationsgeschwindigkeit, wenngleich sie sich zahlenmäßig nicht genau erfassen läßt. Auf eine zeitweise geringe Sedimentationsrate deuten auch einige mit größeren Ostreiden bewachsenen Ammoniten-Steinkerne hin. Die Ostreiden fanden sich ebenfalls auf der nach oben gekehrten Seite des Ammoniten-Gehäuses.

Hinsichtlich der Meerestiefe liefern diese drei Faunengruppen (im Gegensatz zu den Algen, vgl. S. 54) kaum zuverlässige Anhaltspunkte. Die hexactinelliden Schwämme, die im Untersuchungsgebiet die lithistiden Formen zahlenmäßig weit übertreffen, leben heute in relativ sehr großen Meerestiefen (bis 6 000 m). Ihre maximale Häufigkeit liegt nach Hentschel (1923, 374) zwischen 500 und 1000 m, nach anderen Autoren (z. B. Pokorny 1958, S. 18) zwischen 200 und 500 m.

Die lithistiden Schwämme haben zwar eine große bathymetrische Verbreitung — sie reicht von einigen Metern bis zu einigen tausend Metern (vgl. Pokorny 1958, 18) — kommen aber in einer Tiefe von etwa 90 bis 300 m am häufigsten vor (vgl. P. Dorn 1932, 33). Diese ökologischen Erkenntnisse über rezente Schwämme dürfen natürlich nicht ohne allergrößte Vorbehalte auf die fossilen Verhältnisse übertragen werden, zumal es als erwiesen gilt, daß die Hexactinellida früher im Flachwasser gelebt haben und erst seit der Oberkreide in die Tiefsee abgewandert sind (vgl. Füchtbauer & Müller 1970, 311). Daß sie ihre Lebensgewohnheiten im Laufe der Zeit geändert haben, geht auch daraus hervor, daß nach Hesse (1924, zit. nach Dorn 1932) die rezenten Kieselschwämme einen kieselsäurehaltigen Boden bevorzugen, während die oberjurassischen einen Kalkschlammboden besiedelten.

Das Lebensgebiet der Borstenwürmer, zu denen unsere Serpuliden zu rechnen sind, erstreckt sich nach Kaestner (1965, 498) von der Gezeitenzone bis in Tiefen von mehr als 8 000 m. Die überwiegende Mehrzahl der Spezies und hier insbesondere der Serpeln findet sich in der Küstenregion. Die Serpeln bewohnen nach Götz (1931, 414) bevorzugt die „Laminarien- und Korallinenzonen", also Tiefen bis etwa 70 m. Gleiches gilt für die Bryozoen, die nächst den Serpuliden die auffälligsten unter den Schwamm-Epizoën sind.

Zusammenfassend ergibt sich aus der Besprechung der „Porifera - Bryozoa - Annelida"-Vergesellschaftung folgendes: Die Epizoën bevorzugten die plattig ausgestreckten und tellerartigen Schwamm-Formen bzw. deren Bruchstücke. Umgedrehte, auf der ursprünglichen Oberseite bewachsene Schwamm-Platten dürften während oder nach der Besiedelung umgelagert worden sein. Aus der Verteilung und der Art der Erhaltung der umgekippten Spongien läßt sich für den Stotzenbereich und dessen unmittelbare Umgebung auf eine im allgemeinen nicht allzu starke, aber wiederholt eingreifende Wasserbewegung schließen. Während der Wachstumsdauer der Epizoën auf dem Schwammskelett herrschte zeitweise eine geringe Sedimentation. Über die Wassertiefe ergeben sich aus der genannten Vergesellschaftung keine zuverlässigen Anhaltspunkte.

3.3. Brachiopoda

Neben den Kieselschwämmen kennzeichnen die Brachiopoden am meisten die Stotzenfauna des untersuchten Abschnittes. Ihre Verbreitung deckt sich auch vollkommen mit derjenigen der Schwämme (vgl. Abb. 7).

An Individuenzahl übertreffen die „Terebrateln" deutlich die „Rhynchonellen". Letztere sind auffallend groß und kommen hauptsächlich im oberen Teil (dies ent-

spricht etwa dem Bankbereich S 8—S 14) der Stotzen vor. Auch die „Terebrateln" sind in diesem Teil großwüchsig, während sie im unteren Bereich der Stotzen, vor allem unterhalb der dicken Mergellage bei ST 1 (vgl. Abb. 3), verhältnismäßig kleinwüchsig bleiben. *Zittelina orbis* (QUENST.) und *Loboidothyris bisuffarcinata* (SCHLOTHEIM) haben hier ihre maximale Häufigkeit.

Sehr oft läßt sich im Aufschluß eine nesterförmige Verteilung beobachten, wobei eine oder mehrere Brachiopoden-Arten dicht nebeneinander auftreten können. Eine derartige Verteilung ist bei sessilen Benthonten keine Seltenheit. Mit KAESTNER (1963, 1116) kann man dies „mit der kurzen Schwimmperiode ihrer Larven in Zusammenhang bringen". Das heißt, die Larven sind gezwungen, in relativ kurzer Zeit ihr Substrat auszusuchen. Dabei kann nach ZIEGLER (1972, 174) die Anwesenheit von Artgenossen anlockend wirken.

Die Brachiopoden sind ausschließlich Meeresbewohner und finden sich heute nach DIENER (1925, 65) hauptsächlich in einer Meerestiefe bis zu 300 m. Es gibt auch Arten, die bis in die Tiefsee vordringen (vgl. KAESTNER 1963, 1116). Da sie in ihrer überwiegenden Zahl sessile Benthonten mit biegsamen Anheftungsorganen (Stielanheftung) sind, vermeiden sie nach DIENER das stark bewegte Wasser und besiedeln daher bevorzugt solche Gebiete, die eine geringe Wasserenergie aufweisen. Das können inselreiche Flachküsten, geschützte Lagunen oder auch Bereiche zu tiefermarinen Zonen sein.

Ähnliches ergibt sich auch aus der palökologischen Verteilung der mesozoischen Brachiopoden (vgl. AGER 1965, 168—169; CHILDS 1969, 6). Daraus wird deutlich, daß für die Entfaltung der Brachiopoden nicht die Meerestiefe, sondern die Ausbildung des Substrats maßgebend ist.

In den oberjurassischen Ablagerungen Süddeutschlands sind die Brachiopoden in den Schwammstotzen (auch Korallenriffen) und in deren unmittelbarer Umgebung besonders häufig. Bekannt ist vor allem das Auftreten der Brachiopoden in der sogenannten „Lochenfazies" (mergelige bis mergelkalkige „Spongien-Echinodermen-Brachiopoden-Fazies" im Weißjura Alpha bis Delta: GEYER & GWINNER 1964, 74).

Auch in den Stotzen der „Massenkalke" des höheren Oberjura in Württemberg bilden nach GEYER & GWINNER (1962, 117) die Brachiopoden neben den Kieselschwämmen die häufigsten Fossilien.

Die Ungunst der Bedingungen, die nach ROLL (1934, 238) im Bereich der lebenden „Schwammbank" für das Gedeihen schalentragender Tiere geherrscht haben soll, dürfte demnach für die Brachiopoden nicht zutreffen. Als sessile Benthonten fanden die Brachiopoden eine feste Anheftungsunterlage eher in den Schwammstotzen als in der schlammigen Bankfazies.

3.4. Pelecypoda

Die Pelecypoden treten im Untersuchungsgebiet gattungsmäßig zwar reichlich auf (vgl. Tab. 2), konnten jedoch in ihrer überwiegenden Zahl nur durch jeweils sehr wenige Individuen oder gar Einzelstücke belegt werden. Lediglich die in Abb. 6 eingetragenen Arten kommen etwas häufiger vor und lassen dabei eine gewisse Faziesabhängigkeit erkennen. So zeigt *Isoarca striatissima* (QUENSTEDT) deutlich eine Vorliebe für die Schwammstotzen, während *Entolium cingulatum* (GOLDFUSS) und *Pholadomya acuminata* (HARTMANN) durchwegs auf die gebankte Fazies beschränkt bleiben.

Die restlichen Arten (vgl. Abb. 6) und insbesondere *Eopecten velatus* GOLDFUSS und *Lima ovatissima* (QUENSTEDT) scheinen nicht direkt auf den Schwammstotzen,

sondern bevorzugt am Rande derselben gelebt zu haben, da sie hier häufiger auftreten. Eine sekundäre „Anhäufung", etwa durch Abrutschen von den Stotzen, kommt nicht in Betracht, weil die betreffenden Muscheln in den zwischen den Stotzen liegenden „Mulden" (vgl. auch Abb. 2), wo sonst die Anreicherung stattfinden sollte, nicht angetroffen werden konnten. Merkwürdigerweise treten auch die Ammoniten, die sonst überall häufig sind, in diesem Bereich auffallend selten auf (vgl. Abb. 7).

Die am Rande der Stotzen vorkommenden Muscheln dürften also autochthone Elemente darstellen. Auch die übrigen, fast ausschließlich in der Bankfazies aufgesammelten Muscheln (vgl. Tab. 2) dürften an ihrem heutigen Fundort bzw. in dessen allernächster Umgebung gelebt haben, wie dies aus folgenden Beobachtungen hervorgeht.

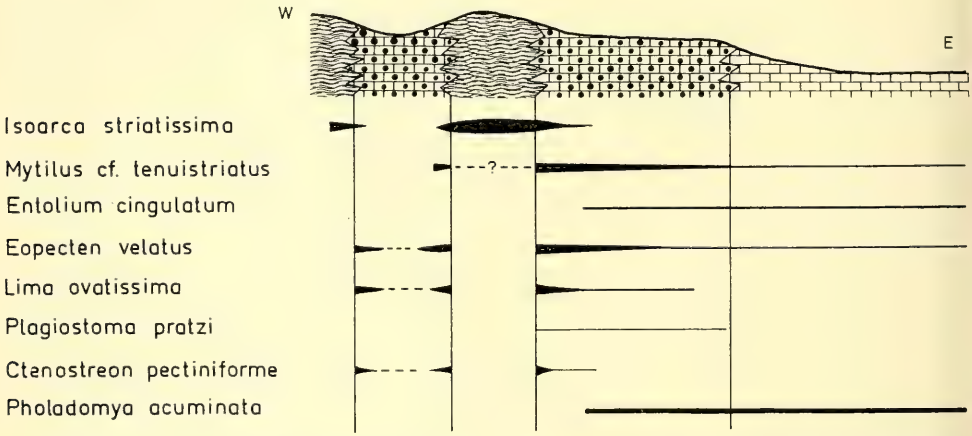


Abb. 6. Ökologische Verbreitung der häufigsten Pelecypoden-Arten.

Fig. 6. Ecological distribution of the more frequent pelecypod species.

Ein beträchtlicher Teil der Pelecypoden liegt in doppelklappiger Erhaltung vor. Die im Schlammboden eingegrabenen Pholadomyen sind alle als doppelklappige Steinkerne erhalten. Ähnliches gilt für die überwiegende Zahl der *Isoarca*-Individuen, die vermutlich in Analogie zur rezenten *Arca* (vgl. KAUFMAN 1969, N 144) in kleinen Vertiefungen auf dem Meeresboden lebten. Gelegentlich finden sich auch unter der „free living epifauna" (KAUFMAN 1969, N 141), wie *Entolium* und *Lucina*, doppelklappige Exemplare.

Ferner wurden fast alle Pholadomyen, die in jeder Bank mehr oder weniger häufig auftreten, in Lebensstellung, d. h. mit dem vorderen breiten Teil nach unten gerichtet, angetroffen. Ein Indiz dafür, daß das Sediment der Bankfazies nicht umgelagert wurde. Bei einer Aufarbeitung des Sediments hätten sich die Pholadomyen-Klappen sicher voneinander getrennt.

Auch die einzige doppelklappig erhaltene *Pinna radiata* MÜNSTER war in Bank S 7 aufrecht mit dem Wirbel nach unten eingebettet. Hier hätte die geringste Verdriftung die Schale in horizontale Lage gebracht oder zumindest das Öffnen bzw. die Trennung der Klappen verursacht.

Bei *Isoarca* ist die Lebensstellung, also mit der ventralen Seite aufsitzend, zwar häufig, aber genauso oft tritt eine ungeregelte Verkippung auf. Das deutet vielleicht

darauf hin, daß die Strömungsverhältnisse im Stotzenbereich recht kompliziert waren.

Wenngleich für die Bankfazies anhand der Pholadomyen-Funde keine tiefgründige Sedimentumlagerung angenommen werden kann, so sprechen doch die zahlreichen einklappig eingebetteten Muschelschalen für das Vorhandensein von schwächeren Wasserbewegungen. Betroffen sind hier vor allem die freilebenden und „epibyssaten" Formen (vgl. STANLEY 1972, 199) wie *Mytilus, Eopecten, Lima* etc. (s. unten). Die Klappen fielen nach dem Tode der Tiere auseinander und wurden geringfügig verdriftet, denn es finden sich nicht selten innerhalb einer Bank und in relativ dichtem Abstand linke und rechte Klappen, die gut zueinander passen, so vor allem bei *Lima ovatissima* in Bank S 14.

Die leicht gewölbten Klappen von *Lima*, sowie ähnlicher anderer Arten liegen im Sediment vorwiegend „gewölbt unten". Dieser charakteristische „Nebenfall der Regelmäßigkeit" (RICHTER 1942, 188) erfolgt, wie bereits erwähnt (vgl. S. 26/27), wenn die schüsselförmigen Körper vom Grund aufgewirbelt werden und wieder niedersinken oder wenn die Intensität der Strömung (auch nach dem Niedersinken) nicht so stark ist, um die Schalen „gehemmt" einzukippen. Gegen eine allzu kräftige Aufwirbelung sprechen jedoch die endobiontischen Pholadomyen (s. oben).

In diesem Zusammenhang soll noch die Lebensweise der angetroffenen Muscheln kurz gestreift werden. Nach rezenten Beobachtungen (vgl. z. B. SCHÄFER 1962, 177) ist sie bei den einzelnen Arten sehr unterschiedlich. Da sie sich auf den Bau des Gehäuses gewissermaßen projiziert, kann sie dadurch auch aus fossilen Muscheln oft ohne große Schwierigkeiten erschlossen werden.

In Anlehnung an SCHÄFER (1962) und unter besonderer Berücksichtigung der Ergebnisse von WELLNHOFER (1964), KAESTNER (1965), BARTHEL (1969), KAUFMAN (Treatise 1969) und STANLEY (1972) wären, natürlich mit dem nötigen Vorbehalt, unsere Formen in folgende vier ökomorphologische Hauptgruppen einzuordnen:

1. Fixosessil: Zu dieser Gruppe gehören nach SCHÄFER (1962, 177) solche Arten, die mit einer Klappe an harten Gegenständen festgewachsen sind. Die Klappen der Tiere sind ungleich gebaut, wobei sich die aufgewachsene Klappe meist den Unebenheiten der Unterlage anpaßt. Hierher wären zu stellen

Lopha gregaria (SOWERBY)
„Ostrea" sp.

Unter *„Ostrea"* sp. sind hier die zusammen mit Schwämmen vorkommenden kleinwüchsigen Muscheln gemeint.

2. Fakultativ fixosessil: Dieser Haupttypus umfaßt die Byssusträger, die sich nach SCHÄFER (1962, 178) zeitweise aktiv an Gegenständen festheften. STANLEY (1972, 165) unterscheidet dabei „epibyssate", wenn sie auf der Sedimentfläche leben, und „endobyssate" Formen, wenn sie teilweise oder vollständig im „soft sediment" eingegraben sind. Unsere Byssusträger wären demnach einzuteilen in:

a. Epibyssat:
Isoarca striatissima (QUENSTEDT)
Mytilus cf. *tenuistriatus* MÜNSTER
Pteria modiolaris (MÜNSTER)
Chlamys (Chl.) subtextoria (MÜNSTER)
Eopecten velatus GOLDFUSS
Lima (L.) ovatissima (QUENSTEDT)
Ctenostreon pectiniforme (SCHLOTHEIM)
Plagiostoma quenstedti (MOESCH)

Plagiostoma pratzi (BOEHM)
Pseudolimea duplicata (SOWERBY)
b. Endobyssat: *Pinna (P.) radiata* (MÜNSTER)
Inoceramus (I.) laevigatus MÜNSTER

3. Liberosessil: Die Vertreter dieser Lebensweise liegen nach SCHÄFER (1962, 178) frei auf dem Meeresboden. Einige davon sind in der Lage, aktiv zu schwimmen (vgl. SCHÄFER 1962, 181). Mit KAUFMAN (1969, N 141) läßt sich diese „free living epifauna" einteilen in:

a. Schwimmer: *Entolium (E.) cingulatum* (GOLDFUSS)
Propeamussium (P.) nonarium (QUENSTEDT)
b. Nichtschwimmer: *Lucina* sp.
Astarte (A.) extensa PHILLIPS

4. Sediment-vagil: (Infaunal Bivalvia i. S. von KAUFMAN, Treatise N 141). Hierher gehören nach SCHÄFER (1962, 178) die Sediment-Wühler. Sie tragen ein Siphonenpaar, um mit dem freien Wasser in Verbindung zu bleiben. Diese Lebensweise führten von unseren Muscheln:

Pholadomya (Ph.) acuminata (HARTMANN)
Cuspidaria fontannesi (LORIOL)
Nuculoma variabilis (SOWERBY)

Obwohl die Nuculiden siphonenlos sind, bevorzugen sie als Schlammfresser nach W. QUENSTEDT (1930, zit. nach WELLNHOFER 1964, 107) die grabende Lebensweise (vgl. auch KAUFMAN, N 141).

Aus der obigen ökomorphologischen Einteilung der Muscheln geht eindeutig hervor, daß die Byssusträger und unter ihnen die epibyssaten Formen alle übrigen epibiontischen und auch endobiontischen Arten weitaus übertreffen. Das Biotop der Byssusträger liegt heute nach SCHÄFER (1962, 178 u. 192) in solchen Bereichen, die frei sind von stärkerer bzw. katastrophaler Sedimentation. Diese aktualistische Feststellung paßt gut zu unseren Sediment-Gegebenheiten (vgl. S. 53). Daraus folgernd ist die doppelklappige Erhaltung vor allem der „epifaunal" Bivalvia nicht allein auf eine verhältnismäßig rasche Einbettung, sondern noch mehr auf relativ ruhige Wasserbewegungen zurückzuführen.

Über die Meerestiefe erlaubt unsere Muschel-Fauna, die in keiner Weise auffällige Entfaltung zeigt, keine konkreten Aussagen. Die entsprechenden rezenten Gattungen weisen nach den Angaben von DIENER (1925, 70) und KAUFMAN (1969, N 195) meist eine weite bathymetrische Verbreitung auf. Ausgesprochene Seichtwasser- oder gar Brackwasser-Anzeiger, wie WELLNHOFER (1964, 105) und BARTHEL (1969, 134 ff.) in den Ablagerungen der „Neuburger Bankkalke" (= Neuburger Folge; mittl.-ob. Tithonien; BARTHEL 1969, 15) vorfanden, sind unter den angetroffenen Muscheln nicht vorhanden. *Pinna*, die von den genannten Autoren (vgl. auch DIENER 1925, 70) als typischer Flachwasser-Bewohner angegeben wird, liegt leider nur in einem einzigen Exemplar vor.

In jedem Fall standen die Ablagerungen des untersuchten Gebietes, im Gegensatz zur „Neuburger Folge", stets unter Wasserbedeckung. Das ergibt sich noch deutlicher aus der sonstigen Fauna (Ammoniten, Brachiopoden).

Rückblickend ergibt sich, daß die Pelecypoden im großen und ganzen autochthon, also in ihrem eigenen Lebensbereich überliefert wurden. Die Sedimentationsverhältnisse waren relativ ruhig; dafür spricht der hohe Anteil an doppelklappig erhaltenen und in situ eingebetteten Individuen, sowie das Vorherrschen der epibyssaten Formen.

Über Salinität und Wassertiefe lassen die angetroffenen Formen keine brauchbaren Aussagen zu.

3.5. Gastropoda

Gegenüber der Vielfalt der Muscheln treten die Gastropoden im Untersuchungsgebiet auffallend stark zurück (vgl. Tab. 2).

Die Pleurotomarien, die unter den vorgefundenen Gastropoden verhältnismäßig am häufigsten sind (9 Stück), scheinen die Schwammstotzen und deren unmittelbare Nähe (Bioarenit-Fazies) bevorzugt zu haben. Ähnliches stellte auch E. Dieterich (1940, 26) fest.

Diese breit kegelförmigen, schlitzbandtragenden Gastropoden werden von Wellnhofer (1964, 101) und Janicke (1966, 63) als gute bathymetrische Anzeiger betrachtet, da die rezenten Pleurotomarien nach S. Fabre (1940, zit. nach Wellnhofer 1964 und Janicke 1966) nur bis in eine Tiefe von 55 m hinabreichen sollen. Dem steht jedoch die Aussage von J. Walther (1894, zit. nach P. Dorn 1932, 34) gegenüber, daß Pleurotomarien heute auch bis über 200 m Tiefe leben.

3.6. Cephalopoda

Das dominierende Faunenelement im untersuchten Gebiet sind die Cephalopoden und unter diesen besonders die Ammoniten. Deren artliche Zusammensetzung und vertikale Erstreckung im Profil lassen sich den Abbildungen 15 und 17 entnehmen.

Einige Hinweise auf die horizontale Verbreitung bzw. lokale Einschränkung einzelner Arten finden sich bei der systematischen Besprechung der Cephalopoden. *Idoceras proteron* n. sp. zum Beispiel tritt nur in der stotzenferneren gebankten Fazies des „Kaserne"-Profils auf. *Id. laxevolutum* (Fontannes) — wahrscheinlich direkter Nachkomme von *proteron* (vgl. S. 76) kommt hier viel häufiger vor als in den entsprechenden stotzennahen Schichten des „Schneider"-Bruchs. Gerade umgekehrt verhält sich die Art *planula* (Hehl), die zugleich eine enorme Variabilität in der Nähe der Stotzenfazies aufweist. Auf die Stotzen selbst scheint nur *Taramelliceras exopleurum* n. sp. beschränkt zu sein. Die übrigen Taramelliceraten und vor allem die langlebigen Formen, wie *litocerum* (Oppel), sind in beiden Fazies etwa gleich häufig anzutreffen. Natürlich ist deren Häufigkeit von Bank zu Bank unterschiedlich. Dabei gibt es Bänke, in denen Fossilien überhaupt äußerst selten sind. Doch gerade bei solchen Bänken zeigt sich deutlich, daß die Stotzenränder, weniger das Stotzeninnere, eine besondere Anziehungskraft auf die Ammonitenfauna ausgeübt haben (vgl. Abb. 7). Eine bekannte Tatsache (vgl. u. a. Wegele 1929, 148; Dieterich 1940, 26), die im „Schneider"-Steinbruch speziell für den im synrecifalen Verband mit den Schwammstotzen stehenden Bankstoß S 1—S 13 gilt.

Auch die darüber lagernde, unverschwammte Bank S 14 zeigt an den Stotzenrändern eine auffällige Ammoniten-Anreicherung, während sie in der Mitte der „Mulden" fast fossilfrei bleibt. Ähnliches ist auch in den darunter liegenden Bänken festzustellen. Der Grund hierfür läßt sich aus dem Sediment nicht erkennen, denn Hinweise auf Wasserströmung, welche die Schalen hier abtransportiert hätte, sind nicht vorhanden; ebenso fehlen Sulfidanreicherungen, die einen lebensfeindlichen Boden kennzeichnen. Bessere Erhaltungsmöglichkeiten sind ebenfalls nicht zu erkennen.

Die Häufigkeitsunterschiede zwischen „Muldenkern" und Stotzenrand dürften also primär sein (vgl. auch Kap. 3.4. Pelecypoda). Die Bevorzugung für die Stotzenränder hängt sicher mit dem Nahrungsangebot zusammen. Dafür spricht die Großwüchsigkeit mancher *planula*-Individuen, die in diesem Bereich gefunden wurden.

Ammoniten-Anreicherungen sind im untersuchten Abschnitt nicht nur an die Stotzenränder gebunden. Sie kommen auch in Bänken vor, die mit der Stotzenbildung nicht in unmittelbarem Zusammenhang stehen. Hervorzuheben sind hier die Bänke 162—164 im „Kaserne"-Aufschluß, sowie S 20 und S 31—32 im „Schneider"-Steinbruch. Im „Kaserne"-Aufschluß liegen kleinwüchsige Taramelliceraten (hauptsächlich *litocerum*) und Glochiceraten nesterweise dicht gepackt, im „Schneider"-Steinbruch häufen sich Perisphinctiden, insbesondere Orthosphincten.

Ammoniten-Anreicherungen treten bekanntlich im Oberen Jura Süddeutschlands mehrfach auf (vgl. u. a. Geyer 1961 b; Schmidt-Kaler 1962 a; Schairer 1967). Bekannt und besonders interessant ist vor allem die „Ammonitenbreccie" an der Grenzregion Oxfordien/Kimmeridgien, die über große Strecken durch die Schwäbisch-Fränkische Alb anhält. Im Steinbruch „Schneider" umfaßt diese zwei Bänke (S 31—32) und liegt eine Bank unter der Oxford/Kimmeridgien-Grenze (vgl. Abb. 18).

Ihre Entstehung wird in der Literatur schon seit langer Zeit diskutiert (u. a. Beurlen 1927; Dieterich 1940; Hölder 1942; Schairer 1967). Die Ansichten hierüber weichen nur unwesentlich voneinander ab. Als Hauptursache wird allgemein eine Sedimentationsunterbrechung angenommen, die durch Wasserbewegung zustande kam.

Diese Wasserbewegung war nach Schairer (1967, 119), der eine Reihe von Beobachtungen beim Abbau fossilreicher Bänke aus der „platynota-Zone" in verschiedenen Lokalitäten der Fränkischen Alb sammelte, nicht allzu heftig, aber stark genug, um die Ablagerung von Sediment zu verhindern bzw. schon vorhandenes zu entfernen und um das Zusammenschwemmen „gleichzeitig oder nacheinander abgelagerter und wieder freigespülter Schalen" zu bewirken.

Auf ähnliche Art und Weise dürften auch die von uns untersuchten, über 50 m seitliche Erstreckung verfolgbaren Fossilanhäufungen entstanden sein. Darauf weisen folgende Beobachtungen hin:

1. Die Fossilien sind innerhalb einer Bank ungleich verteilt. Meist sind sie in mehr oder weniger dünnen Lagen oder in Nestern angereichert. Die Bank S 20 z. B. führt zahlreiche Ammoniten nur in der unteren, etwa 10 cm mächtigen Hälfte. Zwischen dieser und dem oberen, fast fossilleeren Bankteil verläuft unruhig eine dünne Mergellage, die sich stellenweise ins Gestein völlig verliert. An anderen Stellen aber verzweigt sie sich mehrfach und bewirkt dadurch eine laibförmig-knollige Auflockerung der Bank. Diese „Knollen" enthalten verhältnismäßig mehr Fossilien. Ähnlich ist es bei Bank S 31 und zum Teil auch bei Bank S 32.

Ausgesprochen nesterförmige Verteilung zeigt die Bank 163. Die Nester liegen ungeregelt innerhalb der Bank und werden weder im Hangenden noch im Liegenden von Mergelschmitzen begleitet. Die zwischen diesen liegenden Bankteile führen kaum Fossilien. In den Nestern sind fast ausschließlich Glochiceraten und Taramelliceraten der *litocerum*-Form angereichert.

2. Die großwüchsigen Exemplare, so vor allem Idoceraten, Lithacoceraten und Orthosphincten liegen stets horizontal, die kleineren (vor allem Taramelliceraten) auch etwas schräg im Sediment. Senkrecht eingebettete Gehäuse sind selten und nur

bei kleinen Formen zu sehen. Horizontal, schräg oder senkrecht eingebettete Ammoniten können dicht neben- und übereinander auftreten.

3. Die Mehrzahl der groß- und mittelwüchsigen Arten ist unvollständig erhalten; umgekehrt ist es bei den kleinwüchsigen Formen. Bruchstücke, besonders von großen Arten, kommen ebenfalls vor.

4. Mehrere Ammonitengehäuse sind von Ostreiden und Serpuliden, manche auch von Foraminiferen (*Bullopora rostrata*) bewachsen. Beiderseitiger Bewuchs wurde nicht beobachtet. Die bewachsene Seite liegt meist nach oben orientiert.

5. Das Sediment, das die zwischen den dichtgestellten Gehäusen freigelassenen Räume ausfüllt, ist die gewöhnliche, feinkörnige Grundmasse (vgl. S. 14).

6. Hinweise auf eine Aufarbeitung des schon verfestigten Materials wurden nicht gefunden.

Aus der ungleichen Verteilung des Fossilinhalts innerhalb einer Bank, der Einbettungslage der Gehäuse im Sediment und dem Erhaltungszustand der Fossilien ergibt sich, daß die Hauptursache der Anreicherung die Wasserbewegung war. Da die Fossilien meist in dünnen, über 50 m (so in Bank S 20 und S 31) anhaltenden Lagen angehäuft sind und dabei keine auffallende Sortierung aufweisen, und da die Zwischenraumfüllung aus Mikrit besteht, dürfte es sich hierbei um eine komplizierte, möglicherweise episodische Wasser-Turbulenz handeln, wobei der feine Kalkschlamm zwar aufgewirbelt, aber nicht abgeführt wurde.

Die Intensität der Bewegung kann allerdings nicht sehr stark gewesen sein, denn Anzeichen einer Aufarbeitung bereits verfestigten Materials fehlen gänzlich; die schräg eingebetteten Ammoniten konnten nicht umgekippt werden, und die bewachsenen Gehäuse wurden in den allermeisten Fällen nicht umgedreht.

Auf Grund des Bewuchses kann hier noch eine weitere, mitbestimmende Ursache für die Fossilanreicherung angenommen werden, nämlich eine primär verringerte Sedimentzufuhr bzw. verminderte Kalkausfällung (vgl. S. 42).

Die ausgesprochen nesterförmige Verteilung der kleinwüchsigen Taramelliceraten und Glochiceraten in Bank 163 könnte vielleicht in Analogie zu aktualistischen Beobachtungen bei Cephalopoden und anderen Tiergruppen (vgl. Schäfer 1962, 190 und 193) auch so erklärt werden, daß die betreffenden Arten in Schwärmen lebten und mehr oder weniger gleichzeitig den Tod fanden. Diese Vermutung wird dadurch unterstützt, daß diese kleinwüchsigen Formen auch in anderen, weniger fossilreichen Bänken öfters eng beisammen liegen.

Auf jeden Fall deuten die Ammonitenanhäufungen in Bank S 20 und S 31—32 auf Wasserbewegungen, die hier etwas stärker waren als zur Bildungszeit der sonstigen Bänke.

Für die bathymetrische Stellung des Ablagerungsgebietes liefern die Fossilanhäufungen und selbst die Ammoniten keine exakten Angaben. Ganz allgemein gilt, daß die Ammoniten zu seichtes Wasser mieden. „Mediterrane" Faunen-Elemente (Phylloceraten, Lytoceraten), die nach Ziegler (1967, 448) und Zeiss (1968, 152) erst unterhalb 200 m Tiefe dominieren, fehlen hier völlig.

3.7. Arthropoda

Vertreter dieses umfangreichen Stammes kommen im untersuchten Abschnitt äußerst selten vor. Sie beeinflussen daher auch in keiner Weise das Faunenbild.

Besonders auffallend ist hier das nahezu völlige Fehlen von Ostracoden. Die wenigen Prosoponiden (insgesamt 10 Stück) wurden ausschließlich in der gebankten (meist in der Bioarenit-)Fazies angetroffen (vgl. Abb. 7).

Aus dem seltenen Auftreten der genannten Gruppe lassen sich keine besonderen Schlüsse auf die Ökologie ziehen.

3.8. Echinodermata

Im Schlämmrückstand und bei den Dünnschliff-Untersuchungen wurden, wie bereits berichtet (vgl. S. 26), zahlreiche Echinodermenreste angetroffen, insbesondere Echinidenstacheln und -platten, Holothurienrädchen sowie diverse Ophiurenfragmente. Mit Ausnahme fraglicher Saccocomen-Reste konnten auch im Schwammstotzenbereich keine Stielglieder oder Kelche von Crinoiden festgestellt werden.

Aus der Verteilung der Reste ist eine Faziesabhängigkeit der einzelnen Echinodermengruppen schwer zu erschließen. Auffallend ist nur das häufigere Auftreten der Echinidenstacheln im Stotzenbereich. Hier wurden erwartungsgemäß auch einige „vollständige" Exemplare von regulären Seeigeln (*Plegiocardis coronata*) gefunden; irregeläre Formen (*Collyrites*) erscheinen hingegen nicht. Diese sind auf die stotzenferneren, gebankten Kalke des „Schneider"-Steinbruches beschränkt.

Diese offenkundige Faziesabhängigkeit der regulären und irregulären Seeigel dürfte durch deren unterschiedliche Lebensweise bedingt sein. Man weiß aus rezenten Beobachtungen (z. B. Schäfer 1962, 114), daß die „Regularia" auf Hartböden, z. T. auch auf Weichböden, aber niemals im Sediment leben. Völlig anders verhalten sich die „Irregularia": Sie scheinen alle im Sediment zu leben, entweder tief oder oberflächlich eingewühlt. Überträgt man diese rezenten Erkenntnisse auf die fossilen Gegebenheiten, so deuten die *Collyrites*-Funde im untersuchten Gebiet auf einen besonders weichen Boden hin, auf dem sich die kräftig bestachelten Cidarien nicht bewegen konnten. Daß das frische Sediment der stotzenferneren Bankfazies zunächst ziemlich weich war, geht auch daraus hervor, daß hier die eingegrabenen Formen z. B. *Pholadomya*) häufig auftreten, während die epibyssaten Muscheln (s. S. 45) und sonstige sessil-epibenthonische Arten (vgl. Abb. 6) weitgehend fehlen.

Die rezenten Seeigel zeigen in Bezug auf Meerestiefe und Wassertemperatur große Variabilität (vgl. Kaestner 1963, 1276). Sie besiedeln die Meere, auch die der Arktis und Antarktis, von der ständig überfluteten Grenze der Gezeitenzone an bis in die Tiefsee.

Die Holothurien, und auch die Ophiuren, sind ebenfalls über sämtliche Meere verbreitet (vgl. Pokorny 1958, 348). Wie alle bisher besprochenen Faunengruppen, so erlauben auch die Echinodermen keine exakten Angaben über die Wassertiefe.

3.9. Ökologische Einteilung der Megafauna
(vgl. hierzu Abb. 7)

Aus dem Vorhergehenden ergibt sich unter anderem, daß der Gegensatz Stotzenfazies—Bankfazies genauso wie bei den Foraminiferen auch in der Verteilung der Megafauna deutlich zum Ausdruck kommt. Man kann hierbei unterscheiden (vgl. Dieterich 1940, 25):

1. Stotzenbewohner: Als solche erwiesen sich im Untersuchungsgebiet die Schwämme und deren Epöken: Bryozoen und Anneliden (sowie Aphanostromata und Stromatolithe), ferner sämtliche Brachiopoden, die regulären Seeigel, von den Muscheln *Isoarca* und von den Ammoniten *Taramelliceras exopleurum*.

2. Stotzenrandbewohner, d. h. Tiere, welche die nähere Umgebung der Stotzen eindeutig bevorzugten: Hierher gehört zunächst die Mehrzahl der epibyssaten Muscheln wie *Mytilus, Eopecten, Lima, Ctenostreon* und *Plagiostoma*. Zu dieser Gruppe können noch die Prosoponiden, die Pleurotomarien und *Idoceras planula* gerechnet werden, da diese Arten in der Nähe der Stotzen verhältnismäßig häufiger auftreten.

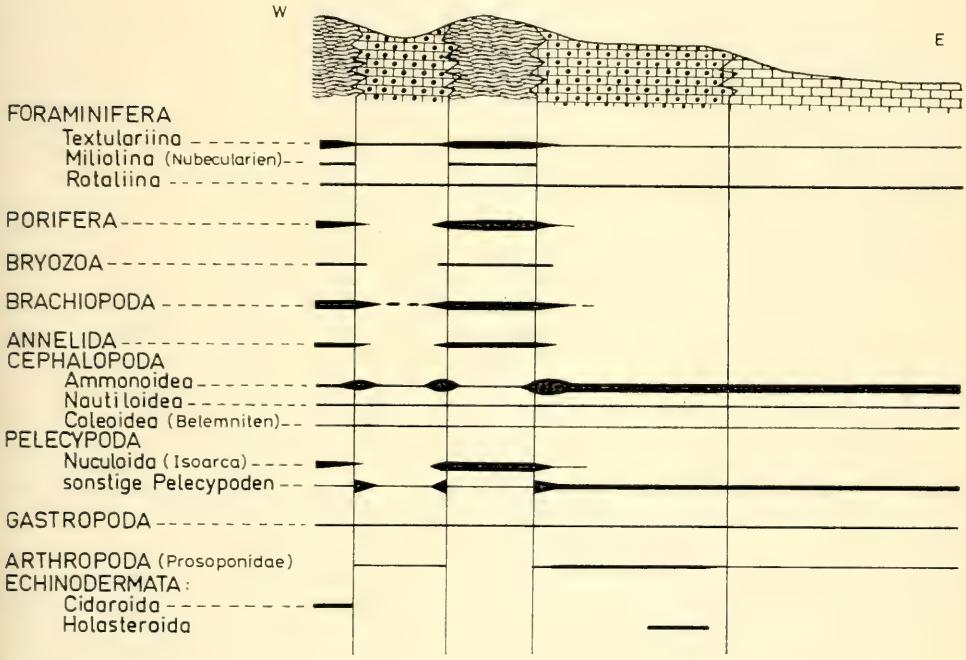


Abb. 7. Ökologische Verbreitung der Faunengruppen.

Fig. 7. Ecological distribution of major taxa.

3. Bankfaziesbewohner, d. h. Tiere, die offensichtlich die Stotzen mieden: Von den Muscheln sind dies in erster Linie die eingegrabenen *Pholadomya* und *Cuspidaria*, sowie die liberosessilen Formen, besonders *Entolium* und *Propeamussium*. Hinzu kommen die im Sediment lebenden irregulären Seeigel und von den Gastropoden *Anchura bicarinata*. Möglicherweise hielten sich auch *Idoceras proteron* und *Idoceras laxevolutum* bevorzugt im Bereich der Bankfazies auf.

4. Indifferente, d. h. Tiere, die anscheinend keine der beiden Faziesarten bevorzugten: Zu dieser Gruppe gehören die übrigen Cephalopoden, die etwa gleichermaßen in Bankfazies und Stotzenfazies erhalten sind, so vor allem Belemniten, Taramelliceraten der *litocerum*-Gruppe und Glochiceraten.

Arten, die nur in wenigen oder sogar einzelnen Exemplaren vorliegen, wurden bei dieser Einteilung nicht berücksichtigt. Im übrigen muß das ökologische Verhalten der angeführten Formen und besonders der Ammoniten noch durch weitere Aufsammlungen genauestens nachgeprüft werden.

4. Ablagerungsmilieu

Die vorangegangenen Kapitel enthalten schon Hinweise auf das Sedimentationsmilieu, der besseren Übersicht wegen sollen die wichtigsten Fakten jedoch hier noch einmal zusammengestellt und zum Teil erweitert werden.

4.1. Submarines Relief

Aus der Verteilung der Stotzen und deren Beziehung zu der synrecifalen gebankten Fazies (vgl. S. 9, Abb. 2—4) ergibt sich, daß der Meeresboden, auf dem die untersuchten Sedimente abgelagert wurden, nicht gleichmäßig beschaffen war. Darauf deuten auch die verschiedenen Gesteinsausbildungen (vgl. S. 33—34, Abb. 5) und vor allem die unterschiedlichen Mächtigkeiten der einzelnen Schichtkomplexe in den stotzennahen und stotzenferneren gebankten Bereichen hin. So sind die Oberweiler Schichten im Steinbruch „Schneider" nur rund 6,5 m mächtig gegenüber 13 m im sonstigen Hahnenkamm-Gebiet (vgl. Abb. 18). Ähnliches gilt auch für die darunter liegenden Gelbebürg-Schichten. Deren Obergrenze liegt an dieser Stelle, wo größere tektonische Verstellungen fehlen, nur 30 m über der Grenze Mittlerer/Oberer Jura. Da die Heidenheimer Schichten (Impressa-Mergel) nach den Kartierungsergebnissen von 1968 etwa in ihrer normalen Mächtigkeit (ca. 20 m) vorliegen, bleibt für die Gelbebürg-Schichten hier nur eine effektive Gesamtmächtigkeit von etwa 10 m gegenüber 18 m in der Umgebung (vgl. Abb. 16).

Die Erklärung dieser eigenartigen Erscheinung dürfte mit Wegele (1929, 149) darin zu suchen sein, daß primär, d. h. zur Zeit der Bildung der Stotzen, der Meeresboden an dieser Stelle höher lag und sich von hier aus zu der normalen Tiefe absenkte. Abb. 5 soll u. a. diese Reliefverhältnisse schematisch veranschaulichen.

Bei einem Versuch, die Paläogeographie des „Unteren Malm" anhand der Mächtigkeitsverteilungen der geschichteten Sedimente zusammen mit Faunen aufzuklären, sind die Angaben von v. Freyberg (1966, 22 ff.) wichtig. v. Freyberg stellte fest, daß der Meeresboden in jener Zeit tatsächlich in „Schwellen" und „Senken" gegliedert war, und außerdem, daß diese paläogeographischen Elemente bereits im oberen Dogger Beta (Discites-Ton) vorhanden waren (vgl. auch Groiss 1970, 17). Die geringeren Sedimentmächtigkeiten sind dabei an diese vorgezeichneten Schwellen, die größeren hingegen an die Senken gebunden. Interessanterweise liegen auch die Stotzen auf den vorgebildeten Schwellen.

Ähnliche Verhältnisse fand T. Vollmayr (1971, 107) bei Auswertungen im Molassebecken südöstlich des Südrandes der Schwäbischen Alb vor. Auch dort ist die „Verschwammung in den Bimammatum-Schichten gerade an die Stellen gebunden, wo im Dogger Beta die Sandmaxima liegen".

Der Dogger Beta ist im untersuchten Gebiet schlecht erschlossen. Aus diesem Grund können Mächtigkeitsschwankungen auf relativ kurzen Entfernungen, die für unsere Betrachtung wichtig sind, nicht erfaßt werden. Sehr wahrscheinlich handelt es sich aber auch hier um ein alt angelegtes und bis in die Heidenheimer Schichten (vgl. Lithostratigraphie) — in deren oberem Teil die Stotzenbildung erstmals einsetzt (vgl. Abb. 1) — durchgeprägtes Relief.

Die Reliefunterschiede mögen zu Beginn der Stotzenbildung noch sehr gering gewesen sein, vielleicht nur wenige Meter betragen haben. Doch selbst so geringe Höhendifferenzen waren bereits entscheidend für die Ansiedlung der Schwämme und der auf diesen aufsitzenden Epöken (Stromatolithe, Aphanostromata, Serpuliden etc.).

Für diese Organismen waren die Lebensbedingungen auf den Schwellen, wo nicht zu viel Wassertrübe zur Ablagerung kam, sicher um einiges besser als in den Depressionen. Die Schwellen stellten demnach für die Stotzenbewohner eine ökologische Nische dar.

Doch auch die Schwellen waren ungleich beschaffen. Wie aus den zahlreichen Einschlüssen von geschichteten Sedimenten innerhalb (vgl. S. 10—11) und zwischen den Stotzen (vgl. Abb. 3) zu schließen ist, hatten die Schwellen selbst ein eigenes Relief. Das Schwamm- und Algenwachstum blieb daher zunächst auf die günstig gelegenen Punkte beschränkt. Dazwischen wurden unverschwammte, geschichtete Kalke und Mergel abgelagert. Im Laufe der Stotzenbildung breitete sich dann das Wachstum allseitig mehr oder weniger stark aus und drängte zugleich die Schichtsedimente dazwischen auf einen kleinen Raum („Restlücke" i. S. von Roll 1934) zusammen.

Die Stotzenbildung reichte im Hahnenkamm-Gebiet nördlich Heidenheim sicher bis zum mittleren Oberoxfordien. Ob sich in diesem Bereich später die Stotzenbildung fortgesetzt hat oder ob sie schon mit dem Ausgleich des abgezeichneten Reliefs begonnen hatte, bleibt unbekannt, da die jüngeren Schichtkomplexe ab tieferem Unterkimmeridgien hier nicht erhalten sind.

Auf jeden Fall zeigte sich bereits gegen Ende des Mittel-Oxfordiens eine akzentuierte Gliederung des Ablagerungsraumes: ein unruhiges, in „Mulden" und „Schwellen" vielfach gegliedertes Relief im verschwammten Bereich um den „Schneider"-Steinbruch und ein relativ tiefer gelegener Bereich im „Kaserne"-Aufschluß, der sich ziemlich unverändert nach Osten hin fortsetzte.

4.2. Wasserbewegungen

Da der Meeresboden nicht gleichmäßig beschaffen war (s. oben), dürften auch die Wasserbewegungen nicht einheitlich gewesen sein. Diese „Uneinheitlichkeit" bezieht sich weniger auf die Richtung, als vielmehr auf die Geschwindigkeit bzw. die Stärke der Strömungen.

Die Stärke der Strömungen bestimmt bekanntlich die Beschaffenheit des Sediments, diese wiederum beeinflußt in gewisser Weise die Bodenfauna (vgl. Tait 1971, 111). Es ist daher möglich, Anhaltspunkte über die Strömungsverhältnisse sowohl aus den Faunen als auch aus dem Sediment abzuleiten.

Die ökologische Verteilung der Faunen (vgl. Abb. 7) zeigt, daß die sessilen Organismen auf die Stotzen und deren allernächste Umgebung beschränkt sind, während die Endobenthonten (*Pholadomya, Collyrites*) nur in der stotzenferneren gebankten Fazies auftreten (vgl. Abb. 6). Sessiles Benthos benötigt bewegtes Wasser, das den Organismen die Nahrungszufuhr garantiert. Für endobenthonisch lebende Tiere würde turbulentes Wasser den Tod durch „Ausgespültwerden" bedeuten. Da die Pholadomyen in unseren Schichtsedimenten in situ eingebettet gefunden wurden, schließen wir auf ruhigere Strömungsverhältnisse in diesem Sedimentationsgebiet und auf bewegtes Wasser im Stotzenbereich.

Eine Möglichkeit, die Strömungsintensität relativ zu bestimmen, bietet die von Plumley et al. (1962) entwickelte Kalk-Klassifikation nach einem Energie-Index. Sie beruht in erster Linie auf dem Verhältnis Komponenten zu Grundmasse. Danach unterscheiden Plumley et al. (1962, 88—89) fünf Hauptstufen der Wasserenergie.

Die Anwendung dieser Einstufung in unserem Fall bereitet Schwierigkeiten, insbesondere bei der Interpretation der Dünnschliffe aus der Stotzenfazies. Die Or-

ganismen üben hier einen zu großen Einfluß auf das Sediment-Gefüge aus, da sie die Fähigkeiten besitzen, Sediment zu binden und Auswaschung zu verhindern.

Weniger brauchbar ist für uns auch die Tabelle der Energie-Indikatoren. Die koloniebildenden Cyanophyceen (so auch unsere Stromatolithe und Aphanostromata) werden z. B. von PLUMLEY et al. als Charakteristika der höchsten Energiestufe (V_3) angegeben. Doch diese Stufe ist in unserem Gebiet nie erreicht worden; auch nicht während der Fossilanhäufungen oder zur Zeit der Kalksedimentationsunterbrechungen. Gerade im letzten Fall könnten die überaus fragilen Skelettelemente, vor allem der Hexactinelliden, nicht zusammenhängend fossilisiert worden sein.

Schließlich spricht das Fehlen von echtem „Riffschutt" und sonstigen Lithoklasten ebenfalls gegen starke Wasserbewegung.

Würde man nach dieser Methode — trotz der besprochenen Mängel — die relative Wasserenergie zur Zeit der Sedimentation in unserem Gebiet ermitteln wollen, so käme für das „Kaserne"-Profil (Schlammfazies) die Energiestufe I in Frage, da das Verhältnis Komponenten zu Mikrit noch weniger als 1:9 beträgt. Ähnliches gilt für die Bioarenitfazies. Hier müßte die Bewegung etwas stärker gewesen sein, sodaß die umkrusteten Intraklaste gerollt werden konnten. In der Stotzen- bzw. Biolithitfazies herrschten sicher höhere Energien, sie dürften aber kaum die Stufe III überschritten haben.

Insgesamt betrachtet, waren die Wasserbedingungen während der Ablagerung relativ ruhig. Gradationen, Schrägschichtung oder Aufarbeitungshorizonte konnten nicht festgestellt werden. Nur die Schichtfugen bzw. Mergellagen deuten auf Änderungen der Ablagerungsbedingungen hin. Die Wasserbewegung war aber nie allzu stark, da die Fossilien verhältnismäßig gut erhalten sind. Die Strömungsgeschwindigkeiten in den drei Faziesbereichen dürften wenig verschieden gewesen sein.

4.3. Meerestiefe

Eine der interessantesten aber zugleich schwierigsten Fragen des ganzen Stotzenproblems im Oberen Jura Süddeutschlands ist die nach der Meerestiefe. Schon öfters wurde diese Frage in der Literatur diskutiert (z. B. FISCHER 1912; DORN 1932; GWINNER 1962; HILLER 1964), eine befriedigende Lösung hat sich jedoch noch nicht gefunden. Das liegt in erster Linie daran, daß rezente Vergleichsmöglichkeiten (Schwammbauten) nicht existieren. Zum anderen leben die hexactinelliden Kieselschwämme, die am Stotzenaufbau eine primäre Rolle spielten (vgl. GWINNER 1962, 198), heute vorwiegend in Tiefen von mindestens 200 m bis hinab unter 1000 m (vgl. S. 42). Allein aus diesem Vorkommen der hexactinelliden Schwämme auf Tiefsee-Verhältnisse zu schließen, wäre natürlich verfehlt. Es sprechen alle sonstigen Faunengruppen und selbst das Sediment (Kalk-Mergel-Wechsellagerung) dafür, daß die jurassischen Stotzenbildungen keineswegs Ablagerungen eines so tiefen Bereichs sind. Vor allem die sessilen Algen (Aphanostromata, Stromatolithe), die in unserem Stotzen quantitativ sogar den ersten Platz einnehmen (vgl. S. 17—18), können unmöglich in großen Tiefen gelebt haben, da deren Tiefenverbreitung infolge abnehmender Licht-Intensität eine gewisse Grenze gesetzt ist. Diese liegt nach F. GESSNER (1955, zit. nach WENDT 1970, 445) im trübefreien Wasser bei 100 m, im Extremfall bei 150 m (vgl. auch TAIT 1971, 128). Eine nennenswerte Produktion pflanzlicher Substanz ist dabei „nur oberhalb von etwa 50 m Meerestiefe möglich. In der Dämmerzone darunter kommen nur noch wenige, unterhalb von etwa 200 m nahezu keine Pflanzen mehr vor" (B. ZIEGLER 1972, 158).

Die rezenten Cyanophyceen, zu denen unsere Aphanostromata zu rechnen sind (vgl. S. 20 ff.), gedeihen hauptsächlich im „intertidal" (vgl. u. a. LOGAN et al. 1964; MONTY 1965 u. 1967), in einer Tiefe bis zu ca. 6 m (vgl. WOLF 1965, 168). Auch die devonischen Algenbioherme („Pseudostromata") von New South Wales, die unseren Aphanostromata sehr ähneln (vgl. S. 21), sind nach K. H. WOLF (1965, 169) auf den Litoralbereich beschränkt.

Litoral bis höheres Sublitoral (etwa 6 m Tiefe) geben ebenfalls J. D. AITKEN (1967, 1176) für die kambrischen und ordovizischen „thrombolites" aus Alberta sowie H. ZORN (1971, 37) für die „Pseudostromata" des Salvatore-Dolomits (Mitteltrias) an. AITKEN (S. 1173) stellt ferner fest, daß Thrombolithe, wie auch die meisten Cyanophyten, nur in einem hypersalinen, der Küste nahe gelegenen Milieu gedeihen können.

Diese Einschränkung trifft für die fossilen Aphanostromata sicher nicht zu, da stenohaline Formen wie Cephalopoden und Brachiopoden mit auftreten. Aber auch die sonstigen Milieuangaben von WOLF, AITKEN und ZORN können auf unsere Verhältnisse nicht übertragen werden. Dazu ist die Begleitfauna der Stotzen auf keinen Fall typisch für küstennahe, stark turbulente Meeresbereiche. Wir müssen vielmehr annehmen, daß unser Gebiet ziemlich weit vom Lande entfernt war, da keine terrigenen Komponenten (abgesehen von Tontrübe) auftreten (vgl. S. 31). Für eine wesentlich größere Tiefe spricht dabei unter anderem das Fehlen von hermatypischen Korallen sowie von echtem, synrecifalen „Riffschutt". Das bedeutet, daß die Algenschwammstotzen unterhalb der direkten Welleneinwirkung und des Lebensbereiches der Riffkorallen und ihrer Symbionten gelegen haben müssen (vgl. auch K. HILLER 1964, 162).

Die Eindringtiefe der Wellenbewegung ist in den rezenten Meeren sehr unterschiedlich. Für fossile Verhältnisse nimmt man normalerweise eine untere Grenze der deutlichen Tiefenwirkung von 10 m (vgl. H. ZANKL 1969, 88) bis ca. 60 m (vgl. GROISS 1970, 33) an.

Die hermatypischen Korallen kommen heute zwar auch unterhalb der 60 m-Grenze im Zusammenleben mit Algen vor, jedoch entwickeln sie sich hauptsächlich oberhalb von etwa 50 m Meerestiefe (vgl. BRINKMANN 1964, 395). Daher und nach den obenstehenden Überlegungen dürften unsere Algenschwammbioherme mit einer Meerestiefe zwischen 50 und 100 m am besten zu vereinbaren sein. Sie wuchsen also in einer energieärmeren Zone des Schelfmeeres als die Korallenriffe. Daraus wird deutlich, warum hier, wie auch im „Malm Alpha bis Delta", keinerlei Gliederung in Vorriff-, Riffkern- und Hinterriff-Fazies zu erkennen ist (vgl. auch ALDINGER 1968, 179).

Zu ähnlichen Tiefenverhältnissen (80—100 m) während der Stotzenbildung im Oberen Jura kommt auch ZIEGLER (1967, 448, Abb. 11) auf Grund der „bathymetrischen Abhängigkeit der Ammoniten". Zu betonen ist hier, daß ZIEGLER bei der Tiefeneinstufung einzelner Faziestypen nicht nur die Ammoniten, sondern das gesamte Organismenspektrum berücksichtigte. Dabei stellte er fest, daß in einer Tiefe von etwa 40—100 m die Perisphinctiden häufiger auftraten als die „Oppelien". Noch tiefer überwogen die „Oppelien", und erst ab 200 m herrschte die „mediterrane Fauna" mit Phylloceraten und Lytoceraten vor.

In unserer Ammonitenfauna sind die Perisphinctiden individuen- und auch artenmäßig deutlich häufiger als die „Oppelien". Möglicherweise ist dies ein Hinweis

dafür, daß tatsächlich die Meerestiefe nicht unter 100 m, aber auch nicht oberhalb von 40 m lag.

4.4. Wassertemperatur

Über die Temperatur-Verhältnisse zur Zeit der Sedimentation läßt unsere Fauna und Flora keine befriedigenden Aussagen zu. Rein „boreale" Elemente (wie *Amoeboceras*) als auch „tropische" Formen (wie *Nebrodites*) kommen ziemlich selten vor. Nach Ziegler (1965 u. 1967) bestanden im Oberjura Europas zwischen dem borealen Raum im Norden und dem Tropengürtel im Süden keine scharfen klimatischen Grenzen. Die Mischung der Faunen fand dabei in einer breiten Zone statt.

Genaue Auskunft über die Paläotemperatur geben die Sauerstoff-Isotopen-Analysen von P. Fritz (1965), die an Belemniten aus dem Schwäbischen Jura durchgeführt wurden. Für das kalkige Oberoxfordien rechnete Fritz (1965, 264) Werte aus, die etwa zwischen 20° und 23°C schwanken.

4.5. Salinität

Das Vorkommen stenohaliner Faunen (Cephalopoden, Brachiopoden) deutet auf vollmarines, normal halines Milieu hin. Eventuelle Salinitätsschwankungen während der Sedimentation waren so gering, daß sie sich im Toleranzbereich der Organismen bewegten.

5. Paläontologie

Der Aufsammlung der Faunen lag eine doppelte Absicht zugrunde. Zunächst sollte ein allgemeiner Überblick über die horizontale sowie vertikale Verbreitung der Gattungen und Arten in den verschiedenen Faziestypen gewonnen werden, um ökologisch und möglicherweise auch phylogenetisch bedingte Veränderungen besser erfassen zu können. Zum anderen war der Versuch zu machen, das gewissermaßen „kondensierte" Profil vom Steinbruch „Schneider" mit den weiter östlich in normaler Mächtigkeit liegenden Bankungsprofilen zu korrelieren. Die Korrelation kann nur anhand der faunistischen Ergebnisse erfolgen, da ein direkter Vergleich auf stromatometrischer Basis, wie wiederholt erwähnt, nicht durchführbar ist. Um diesem Vorhaben Rechnung zu tragen, konnte die Sammeltätigkeit nicht ausschließlich auf fossilreiche Bänke beschränkt, sondern mußte vielmehr über den gesamten erschlossenen Bereich erstreckt und ungefähr gleichmäßig verteilt werden.

Dabei wurde der horizontiert entnommenen Ammonitenfauna besondere Aufmerksamkeit geschenkt, da sie für die stratigraphische Einstufung einzelner Schichtpakete — trotz gewisser Zweifel an ihrer Zuverlässigkeit über größere Distanzen (vgl. S. 96) — die größte Bedeutung besitzt. Die Ammonitenfauna wird deshalb im folgenden näher behandelt. Beschrieben und abgebildet werden allerdings nur neue Arten und solche, deren Kenntnis durch Neufunde erweitert werden kann.

Auf die übrigen Faunengruppen und -arten wird systematisch-paläontologisch nicht eingegangen. Ihre Bestimmung erfolgte in vielen Fällen — so vor allem bei den Schwämmen und Brachiopoden — nur annäherungsweise, da moderne Bearbeitungen anhand horizontierten Materials z. T. noch fehlen. Diese Faunengruppen wurden deshalb nur tabellarisch angeführt (vgl. Tab. 1 u. 2, sowie S. 36).

5.1. Die Ammonitenfauna

5.1.1. Material und Methodik

Nahezu das gesamte Material wurde den Aufschlüssen „Schneider" und „Kaserne" horizontiert entnommen. An keinem der über 500 Stücke konnte die ursprüngliche Schale festgestellt werden. Die meisten Exemplare sind verdrückt und unvollständig erhalten. Häufig fehlen die Mündungen und große Teile der Wohnkammer. Ebenso oft liegen nur gekammerte Innenwindungen vor.

Bei der Artbestimmung und -abgrenzung (insbesondere der Perisphincten s. l.) wurde nach der Meß- und Zählmethode von GEYER (1961) verfahren. Diese Methode hat sich in einer Reihe von modernen Ammonitenbearbeitungen (z. B. KOERNER 1963; ENAY 1966; SCHAIRER 1967) sehr gut bewährt. Durch sie werden viele subjektive Fehler ausgeschaltet.

Die taxionomisch wichtigen Merkmale: Nabelweite, Windungshöhe, Umbilikal- und Sekundärrippen sowie Einschnürungen wurden — soweit möglich — bei End- und festgelegtem Durchmesser zahlenmäßig erfaßt. Gemessen wurde (bei Dm, NW und WH) mit einer Schublehre. Auf eine Angabe der Windungsdicke mußte generell verzichtet werden, da die Gehäuse vielfach stark deformiert sind. Die Umbilikalrippen wurden jeweils auf einen ganzen Umgang gezählt; die Sekundärrippen dagegen nur bei den ersten 10 Umbilikalrippen des entsprechenden Durchmessers.

Der Durchmesser der inneren Windungen mußte abgeschätzt werden. Der Meßfehler, der dabei entstehen kann, dürfte um 5 mm liegen. Die Angaben für die Nabelweite der inneren Windungen können somit mit einem Fehler behaftet sein, der bei 40 mm Dm etwa 6 % beträgt, bei größerem Dm weniger als 6 %.

Bei der Anzahl der Umbilikalrippen beträgt der Fehler meist nicht mehr als 1 bis 2 Rippen pro Umgang.

Abkürzungen

Häufig wiederkehrende Begriffe werden im Text und in den Tabellen wie folgt abgekürzt:

Dm = beliebiger Durchmesser
E = Einschnürungen
EDm = Enddurchmesser
EWK = Endwohnkammer
MR = Marginalrippen bei Taramelliceras
NW = Nabelweite
SR = Sekundärrippen (= Externrippen)
UR = Umbilikalrippen (in den Tabellen: Anzahl der Umbilikalrippen pro Umgang)
WB = Windungsbreite
WH = Windungshöhe
WK = Wohnkammer
WQ = Windungsquerschnitt
v = vidi, Original oder Gipsabguß lag vor
* = Begründung des Artnamens

5.1.2. Systematik

Hierbei wird weitgehend nach dem System von ARKELL et al. (Treatise 1957) verfahren. Auf eine Gattungs- und Artbeschreibung wird — wie eingangs erwähnt — verzichtet, wenn auf eine solche aus neuerer Zeit zurückgegriffen werden kann. Bezüglich des Vorkommens der einzelnen Arten im Arbeitsgebiet verweisen wir, wenn es nicht besonders angegeben wird, generell auf Abb. 15 und 17. Eingetragen ist in diesen Abbildungen der erste und letzte, bankhorizontierte Fund jeder Art, d. h. eventuelle Fundlücken sind hierin einbezogen. Was das sonstige stratigraphische

und geographische Vorkommen betrifft, wird auf die die Arten behandelnden Autoren verwiesen.

Haploceratacea Zittel 1884
Haploceratidae Zittel 1884

Genus Glochiceras Hyatt 1900

Für eine einwandfreie Bestimmung der Angehörigen dieser Gattung ist nach Ziegler (1958, 96 ff.), der sich damit eingehend befaßte, die Erhaltung des Mundsaumes erforderlich. Die übrigen Skulpturelemente sowie Gehäusemaße können nach demselben Autor nur in seltenen Fällen zur Bestimmung herangezogen werden. Von den im Arbeitsgebiet zahlreich angetroffenen Glochiceraten zeigen lediglich 12 Exemplare die Gestaltung der Mündung deutlich. 10 davon sind zu

Glochiceras (*Lingulaticeras*) *lingulatum* (Quenstedt)

und 2 zu

Glochiceras (*Coryceras*) *modestiforme* (Oppel)

zu stellen. Die übrigen, unvollständig erhaltenen *Glochiceras*-Funde dürften vorwiegend diesen beiden Spezies angehören.

Oppeliidae Bonarelli 1894

Genus Ochetoceras Haug 1885

Eine zusammenfassende Darstellung dieser aus dem Oxfordien und Kimmeridgien bekannten Gattungen gab zuletzt U. Höroldt (1964), dem ein umfangreiches Sammlungsmaterial zur Verfügung stand. Die wenigen unvollständig erhaltenen, ausschließlich aus Bank S 13 des Stbr. „Schneider" stammenden Exemplare stimmen mit

Ochetoceras (*Granulochetoceras*) *cristatum* Dieterich

gut überein. Dieterich (1940, 28) fand diese Art nur in Schichten des mittleren Weißen Jura Beta Baden-Württembergs, die unserem Fundbereich entsprechen.

Genus Trimarginites Rollier 1909

Es wurden nur wenige Exemplare, vorwiegend Bruchstücke, dieser an drei Ventralkielen leicht kenntlichen Gattung gefunden. Sie sind nach den Artbeschreibungen von Oppel (1863) und Christ(1961) zu:

Trimarginites (Tr.) arolicus (Oppel)
„ „ *trimarginatus* (Oppel)

zu stellen. Sie stammen alle aus dem Stotzenbereich des „Schneider"-Steinbruches. Die Angabe von Zeiss (1965, 94), daß Trimarginiten und Amoeboceraten in den Stotzen-Mergeln des genannten Aufschlusses zahlreich auftreten, konnte nicht bestätigt werden. Offenbar kommen diese nesterartig vor.

Nach Christ (1961, 285 u. 287) ist das stratigraphische Auftreten beider Arten auf das Oxfordien beschränkt.

Genus *Taramelliceras* del Campana 1904

Die sehr formenreiche Gattung *Taramelliceras* bietet — trotz mehrfacher Teildarstellung (vgl. u. a. Fontannes 1879, Quenstedt 1887—1888, Wegele 1929, Dieterich 1940) und einer von H. Hölder (1955) durchgeführten monographischen Be-

arbeitung — immer noch große Schwierigkeiten bei der Art- und sogar auch Untergattungs-Bestimmungen. Diese liegen vor allem an den stark verfließenden Artgrenzen und dem meist schlechten Erhaltungszustand des Materials.

Von großer Wichtigkeit für die systematische Unterteilung des Genus sind nach HÖLDER, der die Gattung in 6 Untergattungen und diese in mehrere Gruppen aufspaltet (vgl. 1955, 70): die Berippung, ganz besonders die Art der Beknotung, die Lobenlinie und auch die Nabelweite. Letztere schwankt aber unter den einzelnen Artengruppen bzw. Untergattungen, wie auch aus den Ausführungen HÖLDERS hervorgeht, nur in geringen Grenzen, so daß sie nicht als ein kritisches Merkmal betrachtet werden kann. Im übrigen können diese geringen Differenzen schon durch Meßfehler verwischt werden.

Die Lobenlinie ist leider nicht immer vorhanden oder gut verfolgbar. Als wichtigste taxionomische Merkmale bleiben somit, wie bislang (vgl. WEGELE 1929, 4 ff.), die Gehäusegröße und -skulptur sowie die Beknotung. Letztere wurde bereits von WEGELE (1929, 5) unter allen Merkmalen in den Vordergrund gestellt.

Unter diesen Aspekten läßt sich vorliegendes Material auf 2 Untergattungen und 13 Arten — eine davon wird neu benannt — verteilen. Im einzelnen sind dies:

Taramelliceras (Taramelliceras) costatum (QUENSTEDT)

Diese auf der ganzen Flanke kräftig berippte und mit Marginal- und Medianknoten versehene Art wurde von HÖLDER (1955, 95—102) in mehrere Unterarten aufgegliedert. Die Unterschiede sind allerdings sehr gering und können fast nur bei vollständig und gut erhaltenen Exemplaren festgestellt werden. Die stratigraphische Reichweite der einzelnen Unterarten ist außerdem noch unbekannt. Eine Aufgliederung in Subspezies, wie sie HÖLDER vorschlägt, läßt sich beim vorliegenden Material schlecht durchführen, da es vielfach aus Bruchstücken und Innenwindungen besteht. Die Form „*costatum*" ist deshalb auch hier in der üblichen Weise, d. h. als „Sammelname" aufzufassen.

Taramelliceras (Taramelliceras) hauffianum (OPPEL)

Die Art steht *Tar. costatum* sehr nahe. Sie unterscheidet sich jedoch von diesem durch die normalerweise stärker aufgeblähte Gehäuseform, die etwas schwächere Berippung und, falls vorhanden, die stets dichter stehende und zugleich schwächere mediane Höckerung auf dem Phragmokon.

Bei einzelnen Stücken ist die Externseite auf der Endwohnkammer zwischen schwach deutlichen Marginalkanten flach gewölbt oder zu einem schwachen First erhoben, wie dies auch die OPPELsche Fig. 1 c, Taf. 56 (1863) genügend zum Ausdruck bringt. Der First trägt meist keine oder nur schwache, kaum erkennbare Höcker. Sind derartige *hauffianum*-Exemplare seitlich verdrückt, was bei unserem Material häufig vorkommt, so lassen sie sich von ähnlich ausgebildeten, ausgewachsenen *Tar. (Metahaploceras)kobyi*-Gehäusen (vgl. *kobyi*-Beschreibung in HÖLDER 1955, 125 ff.) nur sehr schwer abtrennen. Lediglich die Marginalhöcker scheinen hier eine unterschiedliche Form zu haben. So bleiben sie bei *kobyi* auch auf der EWK meist länglich, während sie bei *hauffianum* tangential gestreckt oder rundlich und ziemlich kräftig sind.

Gruppe um *Taramelliceras* (*Metahaploceras*) *litocerum* (Oppel)

Zu den im obersten Oxfordien („Planula-Zone") Süddeutschlands weitaus häufigsten Fossilien gehören die kleinwüchsigen flexuosen Formen um *Tar. litocerum*. Gemeinsam ist ihnen, außer der Kleinwüchsigkeit, die meist schwache Skulptur, die (wenn vorhanden) radial verlängerten Marginalknoten und die fast stets knotenlose, von Anwachsstreifen überzogene Externseite. Besonders groß ist die Mannigfaltigkeit in der Art der Berippung. Um einen Überblick in dieses Formengewirr zu bringen, griff Wegele (1929, 21 ff.) einige charakteristische Typen heraus und legte sie spezifisch fest. Es sind dies:

Taramelliceras (*Met.*) *litocerum* (Oppel)
„ „ *sublitocerum* (Wegele)
„ „ *wenzeli* (Oppel)
„ „ *pseudowenzeli* (Wegele)
„ „ *tenuinodosum* (Wegele)
„ „ *ausfeldi* (Würtenberger)

Dieterich (1940, 30) ergänzte sie durch Neubeschreibung von

Taramelliceras (Met.) falcula (Quenstedt)

Einige wichtige Bemerkungen zu diesen Arten, die auch im Untersuchungsgebiet häufig auftreten, finden sich bei Hölder (1955, 122 ff.). Er stellt diese Arten zur Untergattung *Metahaploceras* Spath, da sie median völlig ungehöckert oder nur schwach gehöckert (z. B. *Tar. tenuinodosum*) sind und ihre Lobenlinie mehr oder weniger deutlich eine doppelte Knickung der Sattelgrenzen aufweist.

Schairer (1972, 37) beschreibt *Tar. litocerum* aus dem tiefsten Unterkimmeridgien der Fränkischen Alb neu und gibt dabei eine ausgezeichnete Übersicht der Skulpturvarianten an.

Unser Material läßt keine über die Ergebnisse der genannten Autoren hinausgehenden Aussagen zu. An dieser Stelle soll lediglich erwähnt werden, daß im Bankbereich S 25 — S 26 einige sparsam berippte, markante *wenzeli*-Exemplare (vgl. Taf. 9, Fig. 9) zusammen mit *Tar. pseudowenzeli* gefunden wurden. Ob diese letztere, etwas dichter berippte und durch das sporadische Auftreten von Marginalknoten gekennzeichnete Form eine Variante von *wenzeli* oder eine selbständige Art darstellt, bleibt momentan unklar, da typische Übergangsformen zwischen beiden nicht angetroffen wurden.

Eine neue Art, die zweifellos der *litocerum*-Gruppe angehört, aber mit keiner ihrer bisher bekannten Formen übereinstimmt, soll hier vorgestellt werden als

Taramelliceras (Metahaploceras) exopleurum n. sp.

Taf. 9, Fig. 7—8

Derivatio nominis: exo = außen, pleuron = Rippe; außenberippt.
Locus typicus: Steinbruch „Schneider" b. Spielberg am Hahnenkamm.
Stratum typicum: Streitberger Schichten (Stotzenfazies), Oberes Oxfordien.
Holotypus: Taf. 9, Fig. 7.
Material: Fünf Paratypoide; eins auf Taf. 9, Fig. 8; vier ohne Figur, sämtliche Exemplare stammen aus dem Schwammstotzen ST1.

Diagnose: Eine ziemlich kleine Form der Gattung *Taramelliceras* del Campana mit relativ engem Nabel und kräftiger Marginalskulptur auf der Wohnkammer.

Merkmalswerte der abgebildeten Exemplare

	Dm (mm)	NW (%)	WH (%)	MR
Holotyp	31,5	12,0	52,4	16
	25,0	12,8	52,0	8
Taf. 9, Fig. 8	23,2	13,3	51,7	15
Paratypoid	18,0	13,8	50,0	7

Beschreibung: Beim Holotyp nimmt die WK knapp die Hälfte des letzten Umgangs ein. Da der Mundsaum auf Flankenmitte und Externseite leicht vorgezogen ist, liegt der Holotyp wahrscheinlich als ausgewachsenes Exemplar vor, obgleich die Wohnkammer zu klein erscheint. Auch bei den Paratypoiden beträgt die erhaltene Wohnkammer etwas weniger als die Hälfte des Umgangs, doch ein Mundsaum ist bei diesen nicht zu sehen. Das kleinwüchsige Gehäuse ist flach und sehr involut; dessen WQ hochoval. Die größte WB liegt innerhalb der Flankenmitte. Der Nabel ist gerundet und die Nabelwand fällt gegen den ziemlich tiefen Nabel steil bzw. senkrecht ab.

Auffallend und charakteristisch sind die relativ kräftigen, vorwärts gebogenen und mehr oder weniger auf die Wohnkammer beschränkten Marginalrippen, die nicht über die Externseite hinwegsetzen. Die Skulptur auf der Umbonalseite ist schwach und wenig ausgeprägt. Am Ende der Wohnkammer des Holotyps finden sich mehrere feine, mäßig dichtstehende, nach vorn geneigte und leicht gebogene UR, die auf der Flankenmitte stark nach rückwärts umbiegen und ganz plötzlich in die deutlich hervortretenden MR übergehen. Die inneren Windungen sind vollkommen glatt. Knotenbildung wurde nicht beobachtet.

Die Sutur, die im allgemeinen nur grob zu verfolgen ist, weist mehr oder weniger deutlich eine doppelte Knickung der Sattelgrenzen auf (bezügl. Sattelgrenze vgl. Hölder 1955, 59, Abb. 17 d).

Bemerkungen und Unterschiede: Dem Gesamthabitus nach gehört die beschriebene *Taramelliceras*-Art der Untergattung *Metahoploceras* Spath an (vgl. Hölder 1956, 70).

Nach Angaben Hölders (1956, 48) lassen sich bei der Gattung *Taramelliceras* im Bezug auf die Skulptur generell vier ontogenetische Stadien unterscheiden: das erste "Frühstadium" bis etwa 10 mm Dm ist glatt. Das zweite „Frühstadium" trägt vorwärts gebogene Marginalrippen. Im folgenden Hauptstadium kommen UR hinzu, so daß die ganze Flanke jetzt berippt ist. Das hält so bis zum Ende des Phragmokons an und kann sich dann auf der Endwohnkammer, also im „Reifestadium", nochmals ändern. Demzufolge könnte es sich bei unseren Exemplaren um noch nicht ausgewachsene Metahaploceraten handeln, die sich im „Hauptstadium" befanden. Da jedoch die in der einschlägigen Literatur beschriebenen und abgebildeten Metahaploceraten schon in diesem Stadium wesentliche Unterschiede unserer Form gegenüber aufweisen, wird angenommen, daß hierbei eine neue Spezies vorliegt.

Die größte Ähnlichkeit hat sie mit *Taramelliceras (M.) litocerum* (Oppel), das zuletzt von Schairer (1972, 37) eingehend behandelt wurde. Die Art *litocerum* ist ebenfalls kleinwüchsig und engnabelig, besitzt keinerlei Beknotung und kommt mit *exopleurum* zusammen vor, zeigt aber eine ganz andere Skulptur als *exopleurum*. So ist die Marginalseite bei *litocerum* von weniger kräftigen MR und von zahlreichen feinen Anwachsstreifen überzogen, die allesamt, d. h. Streifen und MR, über die Externseite hinwegsetzen und auf ihr einen Bogen nach vorn bilden. Die Umbonal-

seite ist meist mit niedrigen, ziemlich dichtstehenden Rippen bedeckt, die auf der Flankenmitte nur schwach nach rückwärts umbiegen oder völlig verwischen (vgl. WEGELE 1929, 22; SCHAIRER 1972, Abb. 3).

Gruppe des *Taramelliceras (Metah.) subnereus* (WEGELE)

Die zu dieser Gruppe gehörenden, median nur schwach gehöckerten bzw. extern schwach berippten, recht großwüchsigen Formen:

Taramelliceras (Metah.) subnereus (WEGELE)
„ „ *kobyi* (CHOFFAT)
„ „ *rigidum* (WEGELE)

konnten im Arbeitsgebiet nur durch wenige Funde belegt werden. Ihre Hauptverbreitung scheint im tieferen Unterkimmeridgien zu liegen, wie es den Ausführungen von WEGELE (1929), HÖLDER (1955) und SCHAIRER (1972) zu entnehmen ist.

Auf die Verwechslungsmöglichkeit von *kobyi* mit *Tar.* (*Tar.*) *hauffianum* wurde auf S. 59 aufmerksam gemacht. Zu *Tar. kobyi* wurden hier nur einigermaßen gut erhaltene Exemplare gestellt, deren Gehäuse eine gerundete, fast glatte Externseite und eine ziemlich kräftige Flankenskulptur mit länglichen Marginalknoten aufweisen. Im übrigen wird auf die Artbeschreibung von HÖLDER (1955, 124 ff.) und SCHAIRER (1972, 40 ff.) verwiesen.

Stephanocerataceae NEUMAYR 1875
Cardioceratidae SIEMIRADZKI 1891

Genus *Amoeboceras* HYATT 1900

Funde von Amoeboceraten sind sowohl im Stotzen- als auch im Bankfaziesbereich sehr selten (vgl. S. 97). Die wenigen, stark komprimierten Gehäuse lassen sich ungezwungen bei

Amoeboceras bauhini (OPPEL)

und

Amoeboceras lineatum (QUENSTEDT)

einordnen. Bezüglich stratigraphischer Reichweite vgl. Abb. 15, 17 und S. 97.

Perisphinctaceae STEINMANN 1890
Perisphinctidae STEINMANN 1890

Die Perisphinctiden des von uns betrachteten Zeitabschnittes haben bisher keine Untersuchung nach modernen Gesichtspunkten erfahren. Die von WEGELE (1929) in Mittelfranken durchgeführten Untersuchungen basieren zwar auf guten stratigraphischen Grundlagen, seine Arten sind aber meist eng gefaßt und deshalb revisionsbedürftig, was zum Teil durch GEYER (1961) und SCHAIRER (1967) bereits geschehen ist. Die Arbeiten von GEYER in Süddeutschland und SCHAIRER in der Frankenalb berücksichtigen allerdings hauptsächlich Formen, die im unteren Unterkimmeridgien auftreten. Regional und vor allem stratigraphisch eng beschränkt sind auch die Untersuchungen von KOERNER (1963) über die Ammonitenfauna der Grenze Weißjura Alpha zu Beta auf der westlichen Schwabenalb.

Bekanntlich sind die Ansichten über die Systematik der Perisphinctiden bei den verschiedenen Autoren (vgl. u. a. SCHINDEWOLF 1925; ARKELL et al. 1957; GEYER 1961) noch recht uneinheitlich. Da unser Material hierüber keine maßgebende Aus-

sagen zuläßt, lehnen wir uns hinsichtlich der systematischen Einordnung weitgehend an GEYER und an SCHAIRER, der diesem folgt, an.

Die morphologische Nomenklatur (z. B. Bezeichnung des Querschnittes, der Rippenrichtung, des Rippenverlaufes, der Rippenspaltungstypen etc.) wird von den genannten Autoren ausführlich erläutert (vgl. auch ARKELL 1957, Treatise, L 89).

Genus *Perisphinctes* WAAGEN 1869

Perisphinctes (*Orthosphinctes*) *polygyratus* (REINECKE)

Abb. 9

Synonymieliste siehe SCHAIRER (1967, 29). Ausgeschlossen sind hierbei die unter *Per.* (*O.*) *wemodingensis* (WEGELE) angeführten Synonyma (s. unten).

In der Artfassung folgen wir weitgehend SCHAIRER (1967, 29), der aufgrund biometrischer Untersuchungen im Gegensatz zu GEYER (1961, 19) sämtliche Formen um *Per.* (*Orth.*) *tiziani* (OPPEL) hierunter vereinigt. Als wichtigstes taxionomisches Merkmal, das auch für die übrigen Perisphinctiden gilt, erkannte SCHAIRER die Veränderung der UR-Dichte im Laufe der ontogenetischen Entwicklung, d. h. den Verlauf der UR-Kurve. Ein Vergleich der von uns gemessenen und zu *polygyratus* gestellten (etwa 70) Exemplare mit den Angaben SCHAIRERS zeigt, daß hierin sowie in den sonstigen Merkmalen sehr gute Übereinstimmung besteht. Lediglich die Anzahl der SR ist bei unseren Stücken noch etwas geringer als SCHAIRER (Abb. 13 a) für die Art angibt. Das liegt wahrscheinlich an der Entwicklung der Art, denn das von SCHAIRER bearbeitete Material stammt aus jüngeren Schichten („Platynota-Zone").

Schaltrippen und polygrate Rippeneinheiten treten bei vorliegendem Material in der Regel erst ab 80 mm Dm und dann nur selten auf. Auf den Innenwindungen (unter 80 mm Dm) herrschen die biplikaten Einheiten zwar vor, doch die Anzahl der einfachen Rippen ist auffallend groß. Einschnürungen und Parabelbildungen sind nicht selten.

Einige Exemplare fallen jedoch hinsichtlich der UR- und auch SR-Kurve sowie der Anzahl der Parabelbildungen aus der Reihe unserer „polygraten" deutlich heraus. Übergangsformen konnten hier nicht angetroffen werden. Sie stimmen in ihren wesentlichen Merkmalen mit der von WEGELE aufgestellten Art *wemodingensis* gut überein.

Perisphinctes (*O.*) *wemodingensis* WEGELE

Taf. 6, Fig. 2—3; Abb. 9

v* 1929 *Perisphinctes wemodingensis* WEGELE, S. 56; Taf. III, Fig. 4.
1961 *Ataxioceras* (*Parataxioceras*) *wemodingense* (WEGELE). — GEYER, S. 80; Taf. 14, Fig. 4.
1963 *Perisphinctes* (*Orthosphinctes*) *suevicus* (SIEMIRADZKI 1899). — KOERNER, S. 352; Taf. 26, Fig. 1; Taf. 30, Fig. 2.
v 1967 *Perisphinctes* (*Orthosphinctes*) *polygyratus* (REINECKE). — SCHAIRER, S. 29; Taf. 3, Fig. 4.
non 1898 *Perisphinctes Suevicus* n. sp. — SIMIERADZKI, S. 328; Taf. 24, Fig. 35.
non 1967 *Perisphinctes* (*Orthosphinctes*) *polygyratus* (REINECKE). — SCHAIRER, S. 29; Taf. 1—2; Taf. 3, Fig. 1—3 u. 5.

Material: Drei Steinkerne aus dem Steinbruch „Schneider" (2 stammen aus der Stotzenfazies, 1 aus Bank S 35) und zwei aus dem Aufschluß „Kaserne" (je eins aus Bank K 175 und K 188).

Merkmalswerte der abgebildeten Exemplare und des Holotyps zu WEGELE:

	Dm (mm)	NW (%)	WH (%)	UR	SR/UR	PR
Taf. 6, Fig. 2	80	46,5	30,0	36	3,0	2
	60	46,0	30,0	34	2,9	3

	Dm (mm)	NW (%)	WH (%)	UR	SR/UR	PR
	40	45,7	—	32	—	5
	20	45,0	—	30	—	4
Taf. 6, Fig. 3	100	47,8	30,0	41	2,6	
	80	47,7	31,0	37	2,8	
	60	43,3	28,3	33	2,5	
	40	43,0	—	31	—	
	20	43,0	—	27	—	
1927 VII 37	100	48,0	27,2	41	2,5	
(Holotyp)	80	48,1	—	38	2,7	
	60	46,6	—	34	2,4	
	40	43,0	—	31	—	

Beschreibung: Die Gehäuse dieser Art sind mittelgroß und stark evolut. Der WQ der Innenwindungen ist rundlich bis oval, in Außenwindungen oval bis hochoval. Die größte WB liegt innerhalb der Flankenmitte. Die Skulptur besteht aus hohen, kräftigen, aber nicht sehr scharfen UR, die leicht prorsiradiat verlaufen. Das charakteristische dabei ist, daß die Anzahl der UR mit wachsendem Dm nur langsam zunimmt. Die Rippenspaltung findet im äußeren Flankenviertel statt, die Rippeneinheiten sind biplikat und polygyrat. Externe Schaltrippen sind vorhanden. Sämtliche SR sind wesentlich feiner als die UR und auf der gerundeten Externseite nach vorne gezogen.

Parabelbildungen treten, besonders auf den Innenwindungen, zahlreich auf und üben auf die Regelmäßigkeit der Skulptur einen zum Teil störenden Einfluß aus. Die Einschnürungen — durchschnittlich 1—2 pro Umgang — sind ziemlich schmal und wenig tief. Der Mundrand bei ausgewachsenen Exemplaren (EDm: ca. 150 mm) besitzt nach Wegele (1929, 56) ein sehr langes, hoch angesetzes „Seitenohr".

Bemerkungen und Vergleiche: *Perisphinctes wemodingensis* Wegele wurde von Geyer (1961, 80) aufgrund der unregelmäßigen Skulptur und des häufigen Auftretens von echten polygraten Rippeneinheiten — vermutlich auch wegen des stratigraphischen Vorkommens (s. unten) — zu *Ataxioceras* (*Parataxioceras*) gestellt. Da aber dessen UR-Kurve von denen des *Ataxioceras* (*Parataxioceras*) deutlich abweicht und vielmehr jenen von *Perisphinctes* (*Orthosphinctes*) gleicht, ordnete ihn Schairer (1967, 33) dieser Untergattung und der Art *polygratus* (Reinecke) zu. Außerdem stellte Schairer fest, daß Skulpturunregelmäßigkeiten und polygrate Einheiten in der Variation des *Perisphinctes polygratus* nicht selten sind.

Ähnliches läßt sich auch in unserem, dem *Perisphinctes polygratus* oder ihm nahestehenden Formen zuzuschreibenden Material feststellen. Die Unterschiede in einigen wesentlichen Merkmalen sind jedoch so groß, daß Perisphinctes (O.) *wemodingensis* mit Recht als selbständige Spezies aufgeführt werden darf. So bildet er unter den oxfordischen Formen mit parabolischen Skulpturverunstaltungen und echten polygraten Rippeneinheiten das Extrem. Seine UR-Kurve zeigt einen recht flachen Verlauf und unterscheidet sich somit von *polygyratus*, der eine wesentlich steilere UR-Kurve besitzt (vgl. Abb. 9). Auch die Anzahl der SR ist bei den gemessenen Exemplaren des *Perisphinctes polygyratus* geringer als bei *Perisph. wemodingensis*.

Der Art *wemodingensis* gehören auch die von Koerner (1963, 352; Taf. 26, Fig. 1; Taf. 30, Fig. 2) beschriebenen und abgebildeten Formen zu, die dieser Autor als *suevicus* Siemiradzki bezeichnet, die aber in der Berippungsdichte verschieden sind

von SIEMIRADZKIS (1898, Taf. 24, Fig. 35) Holotyp. Beim letzteren zeigt die UR-Kurve schon ab 20—30 mm Dm eine schwach absteigende, bei *wemodingensis* und KOERNERS Exemplaren eine schwach ansteigende Tendenz.

Stratigraphisches und geographisches Vorkommen: Bisher war die Art nur aus der „*platynota*-Zone" Mittelfrankens und Schwabens bekannt (vgl. WEGELE 1929, 162; GEYER 1961, 82). Durch unsere Funde und die artliche Zustellung der Exemplare KOERNERS (s. oben) ist die stratigraphische Verbreitung folgendermaßen zu korrigieren: Oberweiler bis Schlittenharter Schichten (ob. Oberoxfordien bis unt. Unterkimmeridgien) in Mittelfranken; Weißjura Ober-Alpha bis Unter-Gamma (unt. Oberoxfordien bis unt. Unterkimmeridgien) in Schwaben.

Perisphinctes (*Orthosphinctes*) *freybergi* (GEYER)

Abb. 9

v* 1961 *Lithacoceras* (*Progeronia*) *freybergi* GEYER, S. 34; Taf. 8, Fig. 1.
v 1967 *Perisphinctes* (*Orthosphinctes*) *freybergi* (GEYER). — SCHAIRER, S. 44; Taf. 5, Fig. 3.

Die Gehäuse dieser recht seltenen — es wurden nur 5 unvollständig erhaltene Exemplare gefunden — Art sind enger genabelt und wesentlich dichter berippt als die von *Orthosphinctes polygyratus* und *wemodingensis* (vgl. Abb. 9). Außerdem besitzen sie fast ausschließlich biplikate Rippeneinheiten. Polygyrate oder triplikate Rippentypen treten nach GEYER (1961, 34), der die Art deshalb zu *Lithacoceras* (*Progeronia*) stellt, lediglich gegen Ende der EWK auf. Da aber der größte Teil des Gehäuses mehr Ähnlichkeit mit *Per.* (*Orthosphinctes*) aufweist, wird *freybergi* mit SCHAIRER (1967, 44) zu dieser Untergattung gestellt.

Vorkommen: Oberweiler bis Schlittenharter Schichten (ob. Oberoxfordien bis unt. Unterkimmeridgien) in Mittelfranken; Weißjura Ober-Beta und Unter-Gamma (ob. Oberoxfordien bis unt. Unterkimmeridgien) in Schwaben.

Genus *Lithacoceras* HYATT 1900

In der einschlägigen Literatur findet sich häufiger die Bemerkung, daß die bisher unter *Lithacoceras* beschriebenen Formen aus dem Oxfordien und Unterkimmeridgien gar keine Lithacoceraten im eigentlichen Sinne sind, da sie eine einfachere Rippenspaltung (meist biplikat und polygyrat mit Schaltrippen) mit ziemlich hohem Spaltpunkt aufweisen. Nach SCHAIRER (1967, 79) ist die Gattung *Lithococeras* möglicherweise nur auf „*Ammonites ulmensis*" OPPEL und nächst verwandte Formen aus dem oberen Oberjura zu beschränken. Hierin zustimmend, vermutet ZEISS (1968, 48), daß es sich bei den älteren „Lithacoceraten" um Macroconche der Gattung *Progeronia* ARKELL handelt. Letztere wird von GEYER (1961, 26) als Untergattung von *Lithacoceras* betrachtet, während SCHAIRER (1967, 46) sie als Untergattung von *Perisphinctes* auffaßt.

Wahrscheinlich müssen später für die in Debatte stehenden Lithacoceraten neue Gattungsbezeichnungen geschaffen werden. Doch bis alle diese taxionomischen Probleme in einem weiteren Rahmen, als es hier möglich ist, geklärt werden, erscheint es vorteilhaft, die Gattung *Lithacoceras* im Sinne von GEYER (1961, 25 ff.) beizubehalten. Abweichend von ARKELL (Treatise 1957, L323) stellt GEYER auch solche Formen zu *Lithacoceras*, die auf den inneren Windungen nicht sehr dicht berippt sind und auch keine triplikaten Rippeneinheiten haben, auf den äußeren aber mehr oder weniger nur polygyrate und büschelförmige Rippentypen aufweisen. Außerdem

stellt GEYER *Discosphinctes* DACQUÉ als Untergattung zu *Lithacoceras*, während ARKELL (Treatise 1957, L 322) diese Gruppe *Perisphinctes* zuordnet.

Lithacoceras (Lith.) evolutum (QUENSTEDT)

Abb. 8

* 1888 *Ammonites lictor evolutus* QUENSTEDT, S. 957; Taf. 105, Fig. 2.
Weitere Synonyma in SCHAIRER (1967, 79).

Diese großwüchsige, mäßig bis stark evolute Form zeichnet sich in erster Linie durch die Veränderung der Rippendichte im Laufe der individuellen Entwicklung aus: Die Zahl der UR nimmt bis etwa 130 mm Dm langsam zu, danach nahezu im gleichen Maße ab. Der Rippenspaltpunkt liegt auf den Innenwindungen im äußeren Flankenviertel, auf den Außenwindungen rückt er gegen die Flankenmitte. Die Rippeneinheiten sind innen biplikat und polygyrat, mit Schaltrippen, außen mehr oder weniger „büschelförmig" mit zahlreichen Schaltrippen.

Einschnürungen und Parabelbildungen sind vorhanden.

Anzahl der untersuchten Exemplare: 7. Sämtliche aus dem „Schneider"-Steinbruch (vgl. Abb. 15).

Lithacoceras (Lith.) aff. *evolutum* (QUENSTEDT)

Abb. 8

Unter aff. *evolutum* werden hier 8 Exemplare aus dem Steinbruch „Schneider" angeführt, die sich von *L. (L.) evolutum* lediglich in der frühzeitigen (ab 80—100 mm Dm) und zugleich stärkeren Abnahme der UR-Anzahl unterscheiden (vgl. Abb. 8). Möglicherweise handelt es sich hierbei um frühe Formen von evolutum s. str., da sie etwas früher auftreten als diese Art (vgl. Abb. 15).

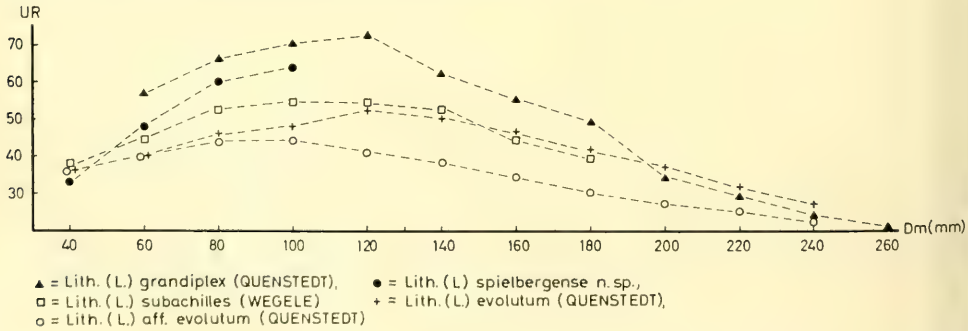


Abb. 8. Vergleich der Arten bezüglich Veränderung der UR-Dichte (Mittelwert) im Laufe der individuellen Entwicklung.

Fig. 8. Ontogenetic change in frequencies of umbilical ribs (mean) of five *Lithacoceras* species.

Lithacoceras (Lith.) subachilles (WEGELE)

Abb. 8

v* 1929 *Perisphinctes sub-Achilles* n. sp. — WEGELE, S. 58; Taf. 4 Fig. 3.
Weitere synonyme Formen in SCHAIRER (1967, 85).

Es liegen nur 3 Exemxplare von dieser ebenfalls großwüchsigen, aber im Vergleich zu den oben erwähnten *evolutum*-Formen etwas dichter berippt und enger genabelten Art vor. Ihre Hauptlager, wie auch das von *L. (L.) evolutum*, dürfte um die Grenze Oxfordien/Kimmeridgien liegen.

Lithacoceras (*Lith.*) *grandiplex* (QUENSTEDT)
Abb. 8

* 1888 *Ammonites grandiplex* QUENSTEDT, S. 936; Taf. 102, Fig. 1.
non 1929 *Perisphinctes grandiplex* QUENSTEDT. — WEGELE, S. 51; Taf. 2, Fig. 5.
non 1963 *Lithacoceras* (*Lithacoceras*) *grandiplex* (QUENSTEDT 1888). — KOERNER, S. 367; Taf. 28, Fig. 1.

Unter der Bezeichnung „*Amm. grandiplex* und „*Amm. gigantoplex*" beschreibt QUENSTEDT (1887—1888, 934 ff.) einige „Riesenplanulaten" aus seinen „wohlgeschichteten Beta-Kalken" des Schwäbischen Weißjura. Derartig großwüchsige Ammoniten kommen im Bankbereich S 20 — S 31 im „Schneider"-Steinbruch nicht selten vor. Vermutlich verbergen sich in ihnen eine Reihe von besonderen Arten. Diese lassen sich jedoch nicht feststellen, da die angetroffenen „Riesenstücke" fast durchweg aus Alterswindungen bestehen. Lediglich die Art *grandiplex* konnte hier durch drei Funde eindeutig bestimmt werden.

Das charakteristische Merkmal dieser bis über 400 mm EDm aufweisenden Art ist das Auftreten von echten polyploken Rippeneinheiten auf den fein und ziemlich dicht berippten Innenwindungen. Gerade dieser Rippentyp trennt *grandiplex* von den ansonsten sehr ähnlichen, wenngleich auf den Innenwindungen etwas gröber berippten *Lith.* (*L.*) *evolutum*, *Lith.* (*L.*) *subachilles* und *Lith.* (*L.*) *spielbergense* (s. unten; vgl. Abb. 8). Das von WEGELE (s. oben) als *grandiplex* beschriebene und abgebildete Exemplar gehört zu *Lith.* (*L.*) *evolutum* (QUENSTEDT), während jenes von KOERNER (s. oben) zu *Lith.* (*L.*) *subachilles* (WEGELE) zu stellen ist (vgl. auch SCHAIRER 1967, 80 u. 85).

Lithacoceras (*Lithacoceras*) *spielbergense* n. sp.
Taf. 7, Fig. 1—3; Abb. 8

Derivatio nominis: Nach der Ortschaft Spielberg, in deren Nähe sich der Fundort befindet.
Locus typicus: Steinbruch „Schneider" bei Spielberg am Hahnenkamm.
Stratum typicum: Oberweiler Schichten (ob. Oberoxfordien).
Holotypus: Als Holotyp wurde das auf Taf. 7, Fig. 3 abgebildete Exemplar gewählt, da dieses in seinen Merkmalen etwa in der Mitte der Variation liegt. Bank-Nr. S 20.
Material: Sechs Paratypoide, zwei davon abgebildet (Taf. 7, Fig. 1—2).

Diagnose: Gehäuse vermutlich großwüchsig, ziemlich stark aufgebläht und schwach involut. Skulpturelemente fein ausgeprägt, dichtstehend.

Merkmalswerte der abgebildeten Exemplare:

	Dm (mm)	NW (%)	WH (%)	UR	SR/UR	E
Taf. 7, Fig. 3	59	29,4	43,2	46	1,9	3
(Holotyp)	50	29,0	42,0	40	—	3
	40	30,0	37,5	33	—	—
Taf. 7, Fig. 1	100	37,0	36,2	63	1,8	2
	80	36,5	—	55	1,8	1
	60	34,1	36,6	42	—	1
Taf. 7, Fig. 2	57	31,5	43,0	47	1,8	3
	50	32,0	42,4	42	1,9	3

Beschreibung: Sämtliche Exemplare sind unvollständig erhalten und teilweise verdrückt. Der Querschnitt der Innenwindungen ist rundlich bis oval, der der Außenwindungen hochoval mit flachgewölbten Flanken und breit gerundeter Externseite. Die größte WB liegt in der Nähe des Nabelrandes. Der Nabel ist ziemlich tief und die Nabelwand steil. Die Skulptur besteht aus dichtstehenden, leicht prorsiradiaten UR, deren Anzahl mit wachsendem Durchmesser ständig und ziemlich rasch

zunimmt. Der Rippenspaltpunkt liegt gewöhnlich im äußeren Flankendrittel, die Rippeneinheiten sind nur biplikat. Einige UR bleiben ungespalten. Schaltrippen wurden nicht beobachtet. Die SR auf der Externseite sind i. a. leicht nach vorn gezogen und bilden dabei einen breiten Bogen. Parabelbildungen finden sich auf Innenwindungen häufig, sind aber meist undeutlich ausgeprägt, so daß sie das Vorhandensein polyploker Rippeneinheiten vortäuschen (vgl. Holotyp und Fig. 2). Die Einschnürungen sind schmal und wenig tief.

Bemerkungen und Unterschiede: Ähnlichkeit in der Berippungsdichte besteht zu den Innenwindungen von *Lith.* (*Lith.*) *subachilles* (Wegele), doch ist diese Art im Durchschnitt etwas weiter genabelt und besitzt mehr SR bei entsprechendem Durchmesser (vgl. Schairer 1967, Abb. 45). Auch *Lith.* (*Lith.*) *grandiplex* (Quenstedt) ist auf den Innenwindungen dicht berippt, zeigt aber auf denselben echte polyploke Rippeneinheiten (vgl. S. 67). *Lith.* (*Lith.*) *evolutum* (Quenstedt ist weniger dicht berippt (vgl. Abb. 8) und wesentlich weiter genabelt.

Lithacoceras (?*Discosphinctes*) *streichense* (Oppel)

Taf. 7, Fig. 6

* 1863 *Ammonites Streichensis* Oppel, S. 236; Taf. 66, Fig. 3.
1963 *Lithacoceras* (*Discosphinctes*) *streichense* (Oppel 1863; nom. corr.). — Koerner, S. 368, Taf. 24, Fig. 4.
non 1888 *Ammonites Streichensis*. — Quenstedt, S. 966; Taf. 107, Fig. 6.

Material: Einzelnes Steinkernexemplar aus Bank S 4; Steinbruch „Schneider".

Merkmalswerte des abgebildeten Exemplars und des Holotyps:

	Dm (mm)	NW (%)	WH (%)	UR	SR/UR
Taf. 7, Fig. 6	54	21,3	46,2	41	2,5
Holotyp zu Oppel	48	22,9	47,9	44	1,8

Beschreibung: Das teilweise verdrückte Gehäuse gehört vollständig dem Phragmokon an. Seine NW ist gering, der WQ hochoval mit flachen Flanken und verhältnismäßig breit gerundeter Externseite. Die größte WB liegt in der Nähe des Nabelrandes.

Die Skulptur besteht aus dichtstehenden, ziemlich kräftigen, schwach vorgeneigten UR, die sich im Bereich der Flankenmitte in zwei Spaltrippen teilen, die dann in gleicher Richtung und fast gleicher Stärke über die Externseite gehen. Auffallend ist, daß sich der Spaltpunkt der biplikaten Rippeneinheiten nicht immer in gleicher Höhe befindet. Externe Schaltrippen und ungegabelte UR treten nicht selten auf.

Einschnürungen und Parabelbildungen wurden nicht beobachtet. Die Sutur läßt sich auf den Flanken stellenweise gut verfolgen. Die Sättel sind breit und wenig zerschlitzt, die Loben ziemlich schmal und stärker zerschlitzt.

Bemerkungen und Unterschiede: Vorliegendes Exemplar stimmt in seinen wesentlichen Merkmalen mit den von Oppel und Koerner gemachten Angaben überein. Lediglich die Anzahl der SR scheint beim Holotypus (vgl. Merkmalswerte, oben) geringer zu sein. Inwieweit es allerdings berechtigt ist, die Art *streichense* zu *Discosphinctes* Dacqué zu stellen, dürfte vorerst offen bleiben, da das gesamte vorhandene Material nur aus sehr wenigen, unvollständigen Exemplaren besteht und hierzu nicht ausreicht. Kennzeichnend für die Typspezies *Discosphinctes*, *Perisphinctes arussiorum* Dacqué (vgl. Arkell in: Treatise 1957, L 322, Fig. 408, 7), aus dem unteren Malm von Somali sind der tiefe Spaltpunkt — der nahe der Flankenmitte liegt, sich jedoch nicht immer in gleicher Höhe befindet — der relativ enge Nabel und die scheibenförmige Gestalt. Bei den echten Discosphincten treten jedoch

auf der äußeren Windung polygyrate Rippeneinheiten auf, die bei *streichense* nicht beobachtet wurden. Zu *Discosphinctes* werden im europäischen Raum weitere Arten gestellt, wie z. B. *Perisphinctes aeneas* GEMMELARO, *P. lucingae* FAVRE, *P. kreutzi* SIEMIRADZKI u. a. (vgl. ENAY 1966, 534—548), die aber dichter berippt und wesentlich evoluter sind als *arussiorum* und *streichense*, und außerdem keine polygyraten Rippeneinheiten besitzen. Es ist nach SCHAIRER (1967, 54) wahrscheinlich, daß sie „nicht zu dieser Untergattung gehören, die wohl eine endemische Formengruppe Ostafrikas umfaßt".

Von *Lithacoceras* (*L.*) *spielbergense* unterscheidet sich *Lith. streichense* durch den engeren Nabel, die Lage des Spaltpunktes und durch das Fehlen von Parabelbildungen.

Gewisse Ähnlichkeit besteht zu „*Ammonites flexuoides*" QUENSTEDT (1887—1888, 969; Taf. 107, Fig. 15), der von KOERNER (1963, 374) zu *Ringsteadia* (*Ringsteadia*) gestellt wird. Die Berippung ist bei *Ringsteadia flexuoides* weitständiger und die Rippeneinheiten biplikat, triplikat und vereinzelt auch polygyrat. Zu dieser Art gehört auch der von QUENSTEDT (1887—1888, Taf. 107, Fig. 6) abgebildete „*Ammonites Streichensis*".

Geographisches und stratigraphisches Vorkommen: Sicher ist die Art nur aus dem süddeutschen Jura bekannt. Sie kommt in der Südlichen Frankenalb an der Grenze Gelbebürg-/Oberweiler Schichten (Oberoxfordien), in Schwaben im Weißjura Ober-Alpha (Oberoxfordien) vor.

Genus *Ataxioceras* FONTANNES 1879

Das kennzeichnende Merkmal der Ataxioceraten, wie schon durch ihren Namen zum Ausdruck kommt, ist die gewisse „Unordnung", die die Skulptur betrifft. Diese „Ataxie" liegt einmal in der Art der Rippenspaltung und zum anderen in der Anordnung der Rippen selbst auf den Flanken. Die typische *Ataxioceras*-Schale trägt biblikate, polygyrate, polyploke und diversipartite Rippeneinheiten, die oft mit zahlreichen Schaltrippen abwechseln. Ihre Anordnung sowie ihr Verlauf über die Flanken sind recht ungeregelt (vgl. u. a. GEYER 1961, 52).

Bekanntlich gelten die Ataxioceraten als typische Fossilien des unteren Unterkimmeridgien („Malm Gamma"), in dem sie erstmals auftreten sollen. In unseren Aufsammlungen aus dem obersten Oberoxfordien fanden sich jedoch einige Exemplare, bei denen zwar der polyploke Rippentyp — der diversipartite fehlt gänzlich — noch nicht deutlich ausgeprägt ist, deren UR-Kurve und das regellose Auftreten von ungleichgroßen Schaltrippen starke Annäherung an das Genus *Ataxioceras* aufweisen. Sie werden deshalb hier unter dieser Gattungsbezeichnung angeführt. Eines davon läßt sich bestimmen als:

Ataxioceras (?) *cetechovium* (NEUMANN)

Taf. 6, Fig. 1

* 1907 *Perisphinctes Cetechovius* NEUMANN, S. 45; Taf. 2, Fig. 8.

Material: Ein Steinkern aus Bank S 14, Steinbruch „Schneider".

Merkmalswerte:

	Dm (mm)	NW (%)	WH (%)	UR	SR/UR	E
Taf. 6, Fig. 1	125	45,0	26,0	24	3	4
	100	44,0	33,5	26	—	4
	80	42,6	30,1	27	—	2
	60	42,5	—	30	—	—

Beschreibung: Das bis auf den letzten Umgang gekammerte und offenbar nur etwas unvollständig (es fehlt die Mündung) erhaltene Gehäuse ist mittelgroß und ziemlich weitnabelig. Die Flanken sind sehr flach, stehen nahezu parallel und fallen gegen die gerundete Externseite ohne Kantenbildung ab. Der WQ erhält somit eine Form, die zwischen hochoval und „hochrechteckig" variiert. Die größte WB liegt in der Nähe des Nabelrandes.

Das markanteste Skulpturelement scheint die Ausbildung der UR zu sein: auf den innersten Windungen sind die UR ziemlich fein, stehen verhältnismäßig dicht und verlaufen stark nach vorne geneigt (stark prorsiradiat); auf den mittleren Windungen nehmen sie an Stärke zu und an Abstand etwas ab und richten sich allmählich auf; sie verlaufen jetzt schwach prorsiradiat bis z. T. völlig rectiradiat. Auf dem letzten Umgang zeigen sie meist rectiradiaten Verlauf, verlieren aber an Schärfe und bekommen dadurch einen stumpfen Charakter. Ihre Ansatzstelle rückt im Laufe der ontogenetischen Entwicklung von der Naht gegen den Nabelrand, so daß ein schmales Nabelband entsteht. Die Rippeneinteilung erfolgt im äußeren Flankenviertel. Die Rippeneinheiten, die allerdings nur in der kleinen Hälfte des äußeren Umgangs gesehen werden können, sind biplikat und polygyrat, mit einzelnen Schaltrippen.

Einschnürungen und Parabelbildungen sind vorhanden.

Bemerkungen: Vorliegendes Exemplar paßt nach der Beschreibung zwanglos zu NEUMANNS *„Perisphinctes Cetechovius"* (s. oben). Das Verbleiben dieser charakteristischen Art bei *Perisphinctes* s. str., wie ihn ARKELL (Treatise 1957, L 321) und GEYER (1961, 16—17) definieren und abgrenzen, erscheint jedoch äußerst fraglich, da die Anzahl der UR von *cetechovius* eine absteigende, die von *Perisphinctes* s. str. dagegen eine ansteigende Tendenz mit wachsendem Dm aufweist. Die UR-Kurve unserer Form gleicht viel eher jener von *Idoceras planula* (HEHL) und *Ataxioceras* (*Parataxioceras*). Anscheinend aus diesem Grunde und da das NEUMANNsche Material vermutlich aus dem Kimmeridgien stammt, stellt SCHAIRER (1967, 61) *Perisphinctes cetechovius*, allerdings mit Fragezeichen, zu *Ataxioceras* (*Par.*) *inconditum* (FONTANNES). Letzteres besitzt aber wesentlich mehr Sekundärrippen (vgl. SCHAIRERS Abbildungen in Taf. 8 u. 9).

Von *Idoceras planula*, mit dem unsere Form im Steinbruch „Schneider" zusammen vorkommt, unterscheidet sie sich vor allem dadurch, daß die Rippen gerade und ohne Unterbrechung bzw. Abschwächung die gerundete Externseite überqueren.

Die Art *cetechovium* ist offenbar ein Vorläufer der echten im untersten Unterkimmeridgien auftretenden Ataxioceraten und dadurch von besonderer Wichtigkeit.

Ataxioceras (? *Parataxioceras*) sp. n.

Taf. 7, Fig. 4—5

Material: Zwei unvollständig erhaltene Steinkerne aus Bank S 19 und S 32, Steinbruch „Schneider", die für die Aufstellung einer neuen Art nicht ausreichen.

Merkmalswerte:

	Dm (mm)	NW (%)	WH (%)	UR	SR/UR	E
Taf. 7, Fig. 4	80	35,0	36,2	41	—	1
	70	31,7	40,0	45	3,2	2
	60	31,6	40,0	48	2,1	2
	50	32,0	40,0	51	2,2	3
	40	32,5	—	50	—	4

	Dm (mm)	NW (%)	WH (%)	UR	SR/UR	E
Taf. 7, Fig. 5	80	34,7	35,0	33	4,2	—
	70	31,1	38,2	36	—	—
	60	28,3	40,3	40	—	—
	50	28,0	42,0	42	—	—
	40	27,0	—	41	—	—

Beschreibung: Die mittelwüchsigen Gehäuse sind scheibenförmig und schwach involut. Der WQ ist hochoval mit stark abgeflachten Flanken und schmal gerundeter Externseite. Die größte Windungsbreite liegt in der Nähe des Nabelrandes. Der Nabel ist mäßig tief und die Nabelwand ziemlich steil. Ein Nabelband ist vorhanden. Die Skulptur besteht auf den Innenwindungen aus schwach prorsiradiaten, auf dem letzten erhaltenen Umgang aus rectiradiaten und leicht konvexen UR. Bis zu einem Dm von etwa 50 mm sind die UR ziemlich fein und stehen verhältnismäßig dicht; danach verstärken sie sich über der gerundeten Nabelkante deutlich und rücken allmählich weiter auseinander. Die Rippenspaltung erfolgt im äußeren Flankendrittel bis -viertel. Die Rippeneinheiten sind vorwiegend biplikat und bis etwa 40 mm Dm mit wenigen, später mit mehreren Schaltrippen. Manche von diesen Schaltrippen greifen bis ins innere Flankendrittel hinein und täuschen dabei eine Verbindung mit der Hauptrippe vor. Diese langgezogenen Schaltrippen bleiben im äußeren Flankenbereich meist ungespalten. Von außen her schieben sich dann mehrere kleine, untereinander verschiedenlange Schaltrippen ein. Echte polyploke Rippeneinheiten scheinen, soweit es sich erkennen läßt, zu fehlen. Die SR überqueren die schmale Externseite gerade oder leicht konvex ohne Unterbrechung oder Abschwächung.

Parabelbildungen wurden nicht beobachtet. Einschnürungen weist nur das aus Bank S 19 stammende Exemplar auf. Es ist auch dichter berippt als andere, hat aber wesentlich weniger Schaltrippen.

Bemerkungen und Vergleiche: Oberoxford-Formen mit ähnlicher Gestalt und Nabelweite sind die Holotypen zu: „*Perisphinctes Castroi*" (Choffat 1893, Taf. 10, Fig. 5) und „*Ataxioceras maternum*" (Schneid 1944, Taf. 2, Fig. 3). Doch beide Arten besitzen echte polyploke Rippeneinheiten, zeigen einen ganz anderen UR-Kurvenverlauf und scheinen größerwüchsig zu sein als unsere Form. So ist das aus Bank S 32 stammende Exemplar bis auf das äußere Viertel des letzten Umgangs gekammert; da sich der Berippungshabitus auf dem ungekammerten Viertel rasch ändert, dürfte es sich hierbei um einen Teil der EWK handeln. Der EDm würde damit nicht über 120 mm liegen.

Im übrigen stellt Arkell (1937, XLIX) *Perisphinctes castroi* Choffat, und Geyer (1961, 28) *Ataxioceras maternum* Schneid zu *Discosphinctes* Dacqué. Der Berippungshabitus dieser wie auch unserer Formen unterscheidet sich jedoch deutlich von dem des *Discosphinctes* (vgl. S. 68). Die Art *castroi* wird von Schairer (1967, 52) zu *Perisphinctes* (? *Progeronia*) gestellt, zu dem vermutlich auch *maternum* gehört.

Die Veränderung der Berippung mit wachsendem Dm, d. h. die UR-Kurve unserer Exemplare, weicht deutlich von jenen von *Perisphinctes* (*Progeronia*) ab (vgl. Schairer 1967, Abb. 31) und gleicht vielmehr jenen von *Ataxioceras* (*Parataxioceras*), so daß eine Zuordnung zu dieser Gattung möglich ist. Unsere Form stimmt allerdings mit keiner der bisher bekannten und etwas jüngeren *Ataxioceras*-Arten überein (vgl. u. a. Wegele 1929; Schneid 1944; Geyer 1961; Schairer 1967). In der Berippungsdichte steht sie zwischen *Atax.* (*Paratax.*) *inconditum* (Fontannes) und

Atax. (*Paratax.*) *desmoides* WEGELE, doch diese Arten sind weiter genabelt und deutlich dicker als vorliegende Form (vgl. SCHAIRER 1967, 61 u. 68). Wie *cetechovium* (s. oben) stellt auch sie einen interessanten *Ataxioceras*-Vorläufer dar.

Genus *Idoceras* BURCKHARDT 1906

Die Idoceraten und nächst verwandte Gattungen *Nebrodites* BURCKHARDT, *Simoceras* ZITTEL und *Simosphinctes* BARTHEL aus dem Oberen Jura Süddeutschlands erfuhren durch ZIEGLER (1959) eine eingehende Bearbeitung. Ihre Erforschungsgeschichte sowie die bei der Bestimmung auftretenden Schwierigkeiten, so vor allem zwischen *Idoceras* und *Nebrodites*, werden von ZIEGLER ausführlich dargelegt.

Nach ZIEGLERS Angaben kommen in dem von uns untersuchten Zeitabschnitt (Oberoxfordien) — abgesehen von *Id. gigas* (QUENSTEDT), dessen Selbständigkeit gegenüber *Id. planula* noch völlig unsicher ist — vier *Idoceras*-Arten vor, die sich mehr oder weniger leicht voneinander trennen lassen. Es sind dies:

Idoceras planula (HEHL)
„ *laxevolutum* (FONTANNES)
„ *minutum* DIETERICH
„ *schroederi* WEGELE.

Besonders bekannt und stratigraphisch wichtig ist *Idoc. planula*. Die Art kommt im Arbeitsgebiet recht häufig vor und weist eine bemerkenswerte, bisher nur ungenügend bekannte Variabilität auf. Daher wird diese Art hier bevorzugt behandelt. Die übrigen 3 Arten zeigen gegenüber den von ZIEGLER gemachten Angaben keine Besonderheiten. Es wird darum auf die genannte Arbeit verwiesen.

Es soll hier nur erwähnt werden, daß in Bank S 14 des „Schneider"-Steinbruchs 3 Bruchstücke — eines wird in Taf. 7, Fig. 8 abgebildet — gefunden wurden, die „Mündungsohren" tragen. Für *Idoceras minutum* sind die Stücke viel zu groß. *Idoceras laxevolutum*, das ebenfalls „Ohrfortsätze" trägt, ist gröber berippt und deutlich weiter genabelt. Ähnliches gilt auch für *Idoceras planula*, das jedoch keine „Ohrfortsätze" zeigt. Gehäusegröße und -gestalt, Nabelweite und Skulptur erinnern stark an *Idoceras schroederi* WEGELE, dessen Mundsaum noch unbekannt ist (vgl. WEGELE 1929, 77; ZIEGLER 1959, 30).

Zwei weitere *Idoceras*-Arten lassen sich in keine der angeführten und auch in der Literatur (vor allem: FONTANNES 1879; CHOFFAT 1993; BURCKHARDT 1906; DACQUÉ 1914; WEGELE 1929) beschriebenen Spezies einreihen. Die eine davon tritt etwas früher auf als die eigentlichen Idoceraten und dürfte als Vorläufer des Genus aufgefaßt werden.

Idoceras planula (HEHL)

Taf. 8, Fig. 1—6; Taf. 9, Fig. 1—3; Abb. 10

Synonymie-Liste vgl. ZIEGLER (1959, 27).

Material: Es wurden, soweit möglich, 30 Steinkernexemplare gemessen, die sich auf die untersuchten Profile folgendermaßen verteilen:

Steinbruch „Schneider":	4	Exemplare	aus Bank	S 9
	1	„	„ „	S 10
	2	„	„ „	S 11
	7	„	„ „	S 13
	6	„	„ „	S 14
	1	„	„ „	S 17
	6	„	„ „	S 20

Steinbruch „Kaserne“: 1 Exemplar aus Bank 182/183
1 „ „ „ 184/185
1 „ „ „ 188

Etwa 10 Exemplare davon sind ausgewachsen, wie aus der Skulpturabwandlung gegen Ende der Wohnkammer und dem Fehlen einer Umlaufspur zu schließen ist. Die übrigen Exemplare bestehen vorwiegend aus gekammerten Innenwindungen. Ferner liegen zahlreiche Bruchstücke vor, die vor allem aus dem Bankbereich S 11 — S 14 stammen.

Merkmalswerte der abgebildeten Exemplare:

	Dm (mm)	NW (%)	WH (%)	UR	SR/UR	E
Taf. 9, Fig. 3	60	47,5	29,0	41	1,7	1
	40	47,0	36,0	43	—	3
	20	45,0	—	47	—	7
Taf. 9, Fig. 2	60	46,6	30,0	39	1,6	1
	40	45,0	31,2	40	—	3
Taf. 9, Fig. 1	60	40,0	33,3	44	1,8	1
	40	41,2	32,5	45	—	3
Taf. 8, Fig. 3	140	50,0	26,0	29	—	3
	120	50,0	27,5	35	—	2
	100	50,0	30,0	37	—	2
	80	50,0	—	39	—	2
Taf. 8, Fig. 4	175	50,3	27,8	31	1,5	1
	160	48,1	27,9	33	—	—
	140	45,7	29,5	35	—	—
	120	43,0	28,3	38	—	—
	100	42,0	—	41	—	—
	80	40,0	—	44	—	—
Taf. 8, Fig. 1	157	48,0	29,4	31	1,7	4
	140	48,2	28,5	32	1,5	2
	120	49,1	27,5	33	1,5	2
	100	49,0	28,0	35	—	2
Taf. 8, Fig. 2	102	47,0	30,3	37	1,5	2
	80	48,8	29,0	38	1,6	1
	60	50,0	26,6	40	—	1
	40	52,5	—	41	—	2
Taf. 8, Fig. 6	175	48,3	29,8	41	1,7	3
	160	47,4	30,0	39	1,7	2
	140	47,8	29,8	39	1,6	1
	120	46,6	30,0	38	—	—
	100	46,0	30,0	38	—	—
	80	45,6	—	40	—	—
Taf. 8, Fig. 5	146	44,2	30,6	45	1,9	4
	120	45,8	31,6	45	—	2
	100	45,0	31,5	44	—	2
	80	46,2	—	46	—	—

Beschreibung: *Idoceras planula* ist eine ziemlich großwüchsige Art. Ihr hier gemessener EDm schwankt zwischen 130 und 180 mm. Die Umgänge umfassen sich meist nur wenig und wachsen langsam an. Der WQ ist hochoval mit schwach

gewölbten Flanken und gerundeter Externseite. Die größte WB liegt im inneren Flankenviertel.

Die Zahl der UR nimmt im Lauf der individuellen Entwicklung ab (vgl. Merkmalswerte), doch kann sie bei großen Exemplaren (über 160 mm Dm; vgl. Fig. 6, Taf. 8) auch etwas zunehmen. Die UR selbst sind kräftig und stumpf. Sie verlaufen bis zum äußeren Flankendrittel in der Regel schwach prorsiradiat und teilen sich dort oder ein wenig ventralwärts davon in zwei, zuweilen auch in drei (vgl. Taf. 8, Fig. 3) Spaltrippen, die gegen die Externseite deutlich nach vorne ziehen. Auf der Externseite springen sie dann noch stärker nach vorne und bilden dabei meist einen spitzen Winkel. Eine Unterbrechung sowie ein Alternieren der SR auf der Externseite ist nur stellenweise und fast ausschließlich im Bereich der WK zu sehen. Ein Teil der UR kann ungespalten bleiben. Einige Funde, so z. B. das in Taf. 8, Fig. 3 abgebildete Exemplar, zeigen auf der EWK eine wahrnehmbare Verstärkung der UR am Nabelrand und zugleich eine Abschwächung der SR, sodaß sich die gewohnte Skulptur der Externseite erkennen läßt. Möglicherweise ist dies auf den Erhaltungszustand der Funde zurückzuführen.

Der Mundsaum ist beim vorliegenden Material nicht deutlich erhalten. Nach Ziegler (1959, 28) fehlen ihm „Ohrfortsätze". Er soll meist nach einer deutlichen Einschnürung schräg abgestutzt sein. Die EWK umfaßt nahezu einen ganzen Umgang. Die Einschnürungen sind breit und wenig tief. Sie treten auf den innersten Windungen (vgl. Taf. 9, Fig. 3) und der EWK (vgl. Taf. 8, Fig. 1) besonders zahlreich auf. Parabelbildungen wurden nicht beobachtet.

Bemerkungen und Unterschiede: B. Ziegler (1959, 24 ff.), der sich mit den schwäbisch-fränkischen *Idoceras*-Arten kritisch auseinandersetzt, gesteht *Idoceras planula* (Hehl) eine erhebliche Variabilität zu und erfaßt diese Art deshalb wesentlich weiter, als dies bislang der Fall war (vgl. Wegele 1929, 76; Dieterich 1940, 33). Da Ziegler nur ein typisches, grobgeripptes und sehr weitnabeliges Exemplar (aus der Sammlung Quenstedt) abgebildet hat, wurde hier der Versuch gemacht, durch Maßangaben und Abbilden von mehreren Skulpturvarianten eine bessere Übersicht über die Mannigfaltigkeit der Form zu bringen. Es muß jedoch gleich betont werden, daß die Zuordnung einiger Exemplare Schwierigkeiten bereitet, da diese Exemplare Übergänge zu den übrigen, mit *planula* zusammen vorkommenden *Idoceras*-Arten aufweisen. Das schwach evolute, verhältnismäßig dicht berippte Exemplar von Taf. 9, Fig. 1, z. B. vermittelt zu *Idoc. schroederi* Wegele und *Idoc. laxevolutum* (Fontannes).

Die größte Ähnlichkeit zeigt *Idoc. planula* mit der Art *laxevolutum*, die vor allem im stratigraphischen Schrifttum bisher von *planula* nicht getrennt wurde. Diese Art unterscheidet sich durch geringere Endgröße, den Besitz von „Mündungsohren" und die andersartig verlaufende UR-Kurve. Letztere steigt mit wachsendem Dm bei *laxevolutum* schwach an, dagegen bei *planula* schwach ab (vgl. Abb. 10). Dies ist ein gutes Unterscheidungsmerkmal bei guten, aber ohne Mundsaum erhaltenen Exemplaren. Die Ähnlichkeit beider Formen wie auch ihr gemeinsames stratigraphisches Auftreten (s. u.) läßt es möglich erscheinen, daß *Idoceras laxevolutum* der Microconch von *Idoceras planula* ist.

Innenwindungen von *planula* und *laxevolutum* tragen oft noch perisphinctische Berippung (vgl. Taf. 9, Fig. 3) und können daher mit solchen von *Orthosphinctes* leicht verwechselt werden. Bei genauer Betrachtung läßt sich jedoch feststellen, daß diesen Windungen die für *Orthosphinctes* charakteristischen Parabelbildungen gänz-

lich fehlen. Außerdem besitzt die UR-Kurve von *Orthosphinctes* in der Regel einen steileren Verlauf als die von *laxevolutum* (vgl. Abb. 9 u. 10).

Idoceras schroederi WEGELE und *Idoceras minutum* DIETERICH sind deutlich enger genabelt und normalerweise dichter berippt.

Stratigraphisches und geographisches Vorkommen: *Idoceras planula* (HEHL) repräsentiert als Zonenindex das Oberoxfordien Süd-Europas (vgl. u. a. KOERNER 1963; ENAY 1966; GYGI 1969). Bezüglich Unterschiede in der Vertikalerstreckung zwischen Württemberg und Südlicher Frankenalb vgl. Abb. 13.

Idoceras laxevolutum (FONT.) scheint die gleiche stratigraphische Verbreitung zu haben. Die oft mangelnde Unterscheidung der beiden Arten bei schlecht erhaltenem Material ist deshalb für stratigraphische Zwecke ohne nachteilige Folgen.

Idoceras sp.

Taf. 10, Fig. 2—4; Abb. 10

Material: Ein fast vollständig erhaltener Steinkern, ein krankes Exemplar und ein Bruchstück. Sämtliche aus Bank S 14, Steinbruch „Schneider".

Merkmalswerte:

	Dm (mm)	NW (%)	WH (%)	UR
Taf. 10, Fig. 2	135	55,5	26,7	23
	110	56,3	21,8	24
	90	55,5	24,4	25
	80	55,0	—	26
	60	53,3	—	29

Beschreibung: Die leicht verdrückten Gehäuse sind stark evolut. Die Umgänge umfassen sich noch weniger und wachsen auch langsamer an als bei *Idoceras planula*. Der WQ ist rundlich bis oval, die größte WB liegt auf der Flankenmitte. Die Flanken tragen besonders kräftige, hohe UR, die rectiradiat stehen oder leicht nach vorne gebogen sind. Ihre Anzahl scheint bis zu 80 mm Dm verhältnismäßig rasch, danach sehr langsam abzunehmen. Die UR teilen sich nahe dem Externteil in zwei Äste, die stark vorgezogen und auf dem Rücken meist unterbrochen sind. Die Rippenendigungen stoßen in der Medianlinie alternierend, aber nicht mit einem spitzen, sondern sehr stumpfen Winkel aufeinander. Ungespaltene Rippen treten, besonders vermehrt auf der Wohnkammer, ebenfalls auf, bleiben aber den biplikaten gegenüber zahlenmäßig unterlegen.

Der Endmundsaum ist nicht bekannt; auch die Sutur ist nicht erhalten. Einschnürungen sind vorhanden. Parabelbildungen wurden nicht beobachtet.

Bemerkungen und Vergleiche: Der beschriebenen Art steht *Idoceras planula* (HEHL) zweifellos näher als alle übrigen im Oberjura Süddeutschlands vorkommenden *Idoceras*-Formen. Doch *planula* ist in der Regel enger genabelt, etwas dichter berippt (s. Abb. 10) und hat vor allem einen hochovalen Windungsquerschnitt.

Die Gattung *Idoceras* umfaßt nach BURCKHARDT (1906, 39—40), der das Genus aufstellte, und ZIEGLER (1959, 24) Formen, die einen verhältnismäßig hohen WQ mit schmal gerundeter Externseite besitzen.

Einen mehr oder weniger rundlichen WQ mit ziemlich breit gerundeter Externseite und vorwiegend biplikate Rippeneinheiten auf der WK zeigt die *Idoceras* sehr ähnliche und vermutlich nahe verwandte Gattung *Nebrodites* s. str. BURCKHARDT (vgl. ZIEGLER 1959, 32). Bei dieser Gattung stehen aber die Rippen wesentlich dichter und sind normalerweise auf der Externseite schon frühzeitig durch ein deutlich ausgeprägtes, glattes, breites Band unterbrochen. Auch die absolute WH scheint bei

Nebrodites geringer zu sein, als dies aus einigen aus demselben Steinbruch stammenden Exemplaren und Bruchstücken und aus den Abbildungen ZIEGLERS (Taf. I) hervorgeht.

Idoceras proteron n. sp.

Taf. 9, Fig. 4—6; Abb. 10

Derivatio nominis: proteron = früher, eher, älter; bisher ältester Vertreter dieser Gattung im süddeutschen Oberjura.

Locus typicus: Baugruben am Truppenübungsplatz nördlich Heidenheim am Hahnenkamm (Profil „Kaserne").

Stratum typicum: Unterer Teil der Oberweiler Schichten (ob. Oxfordien).

Holotypus: Taf. 9, Fig. 4; aus Bank 181.

Material: Vier Paratypoide, zwei davon abgebildet (Taf. 9, Fig. 5—6). Dazu ein weiteres, lose aufgesammeltes Exemplar, das bereits 1968 beschrieben und abgebildet wurde (vgl. NITZOPOULOS 1968, 52, Abb. 7). Abb. 6 und 8 (bei NITZOPOULOS 1968) gehören nicht zu dieser Art.

Diagnose: Gehäuse sehr weitnabelig. Skulptur aus stumpfen, vielfach ungegabelten Rippen bestehend.

Merkmalswerte der abgebildeten Exemplare:

	Dm (mm)	NW (%)	WH (%)	UR	SR/UR	E
Taf. 9, Fig. 4	84	53,5	27,3	47	1,7	2
(Holotyp)	70	52,1	27,1	44	1,5	1
	60	51,6	28,3	41	1,5	—
	40	49,0	—	38	—	—
Taf. 9, Fig. 5	78	46,8	30,0	43	1,5	1
	60	46,0	30,0	39	1,5	1
	40	45,0	—	36	—	—
	20	44,0	—	32	—	—
Taf. 9, Fig. 6	60	53,3	25,3	47	1,4	—
	38	52,6	—	43	—	2
	20	50,0	—	38	—	—

Beschreibung: Die flachgedrückten und unvollständig erhaltenen Gehäuse sind stark evolut. Der WQ war wahrscheinlich hochoval mit schwach gewölbten Flanken und schmal gerundeter Externseite. Der Nabel ist seicht.

Die Skulptur besteht nur aus biplikaten und ungegabelten Rippen, die fast regelmäßig miteinander abwechseln. Auf den inneren Windungen sind die UR ziemlich scharf, auf den äußeren kräftig und stumpf, aber niemals breitgedrückt. Ihre Anzahl nimmt mit wachsendem Dm langsam zu. Bis zum äußeren Flankendrittel bzw. -viertel, wo der Spaltpunkt liegt, verlaufen die Rippen rectiradiat oder leicht prorsiradiat; gleich danach ziehen sie etwas stärker nach vorn und setzen über die Externseite, auf der sie einen oft zugespitzten Bogen bilden, ohne Unterbrechung oder deutliche Abschwächung hinweg.

Einschnürungen sind zwar vorhanden, treten jedoch relativ selten auf. Parabelbildungen wurden nicht beobachtet. Über die Endgröße und Ausbildung des Mundsaumes sind keine Aussagen möglich. Das trifft auch für die Sutur zu, da sie nicht erhalten ist.

Bemerkungen und Unterschiede: Die Art ähnelt in der individuellen Veränderung der Rippendichte *Perisphinctes* (*Orthosphinctes*). Die scheibenförmige Gehäusegestalt, der stumpfe Charakter der Rippen, deren typischer Verlauf über die abgeflachten Flanken und gegen die Externseite, das häufige Auftreten von ungespaltenen Rippen, das gänzliche Fehlen von polygyraten Rippeneinheiten als

auch von Parabelbildungen sprechen für eine Zugehörigkeit zur Gattung *Idoceras*. Unterschiede bei einem Vergleich mit *Idoceras* ergeben sich vor allem im Verlauf der Rippen über die schmale, gerundete Externseite. Bei *Idoceras* sind die Rippen auf der Externseite durch ein glattes Band unterbrochen oder — was bei unseren „echten" Idoceraten häufiger auftritt — deutlich abgeschwächt (vgl. auch ZIEGLER 1959, 24). Ferner besitzen die typischen Idoceraten nicht so viele einfache Rippen.

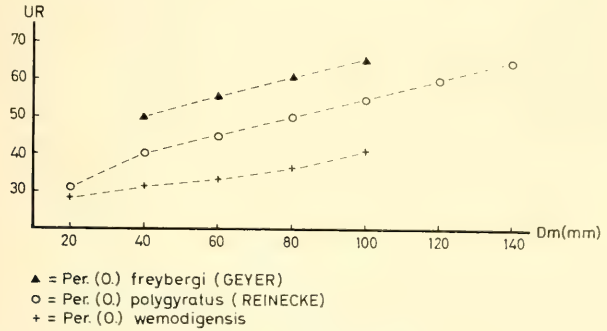


Abb. 9. Vergleich der Arten auf Grund der Mittelwertskurve der UR-Dichte.

Fig. 9. Comparison of three *Perisphinctes* species: mean curves of umbilical rib densities.

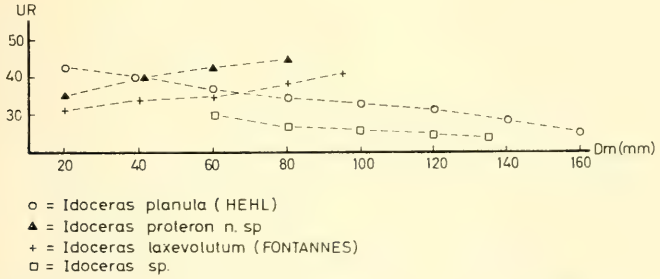


Abb. 10. Vergleich der Arten auf Grund der Mittelwertskurve der UR-Dichte.

Fig. 10. Comparison of four *Idoceras* species: mean curves of umbilical rib densities.

Die bestehenden Unterschiede sind jedoch nicht bedeutend genug, um diese Art vom Genus *Idoceras* abzutrennen, zumal bekannt ist (vgl. S. 78), daß Innenwindungen von *Idoceras* noch perisphinctoide Skulptur aufweisen. Außerdem tritt vorliegende Form etwas früher auf als *Idoceras* s. str. (vgl. Abb. 17). Aus diesem Grund dürfte *Idoceras proteron* als Vorläufer der „echten" Idoceraten angesehen werden.

Sehr ähnlich in der Berippungsdichte ist von den bekannten Idoceraten die Art *laxevolutum* (FONTANNES), die im „Kaserne"-Profil eine Bank höher zum ersten Mal und recht häufig erscheint. Da der Mundsaum der besprochenen Art unbekannt ist, können direkte Beziehungen zu *laxevolutum* nur angenommen werden. Dazu wäre noch zu bemerken, daß im Steinbruch „Schneider" keine derartigen Vor-Idoceraten angetroffen wurden. Auch *Idoceras laxevolutum* kommt in diesem Aufschluß äußerst selten vor.

Erwähnenswert im obigen Zusammenhang ist ferner ein Fund von KARVÉ-CORVINUS (1966, 118 u. Taf. 23, Fig. 2) aus der „Bimammatum-Zone" des Mont Crussol,

der von dieser Autorin als Vorläufer der Idoceraten betrachtet wird. Dieser Fund besteht leider nur aus der Wohnkammer, die mehrfach polygyrate Rippeneinheiten trägt. Ein Vergleich mit unseren Exemplaren ist somit nicht möglich.

Genus *Nebrodites* Burckhardt 1912

Bezüglich der Gattungs- und Untergattungsdiagnose sowie der Unterschiede zu *Idoceras* vgl. Ziegler (1959). An dieser Stelle soll nur erwähnt werden, daß *Mesosimoceras* von Arkell (Treatise 1957, L 341) als selbständige Gattung aufgefaßt wird. Ziegler dagegen gesteht dieser an dem Vorherrschen aschizotomer Berippung auf der EWK erkenntlichen Form nur den Charakter eines Subgenus von *Nebrodites* zu.

Nebrodites (*Mesosimoceras*) *evolutus* (Gemmelaro)

Taf. 10, Fig. 5

Synonymie-Liste siehe Barthel (1963, 28).

Material: Ein unvollständiger Steinkern aus Bank S 25, Steinbruch „Schneider". Vier Windungsbruchstücke aus derselben Bank lassen sich nicht mit Sicherheit dieser Art zuordnen. Zum Vergleich diente ein vollständig erhaltenes, aus dem gleichen Aufschluß stammendes Exemplar, das von Barthel (1963, 28 ff.; Taf. 4, Fig. 1—3) beschrieben und abgebildet wurde.

Merkmalswerte:

	Dm (mm)	NW (%)	WH (%)	UR	SR/UR	E
Taf. 10, Fig. 5	86	57,0	22,6	32		2
	70	57,0	23,5	34		1
	60	56,6	24,1	35		1

Beschreibung: Das leicht verdrückte Gehäuse ist weit genabelt. Die Windungen sind deutlich höher als breit mit schwach gewölbten Flanken. Gegen den seichten Nabel fallen sie zwar steil, aber ohne Kantenbildung ab.

Die UR sind auf den innersten Windungen verhältnismäßig dicht gestellt und ziemlich scharf. Auf den zwei letzten Umgängen werden sie stumpfer und rücken etwas auseinander. Sie ziehen sich rectiradiat bis leicht rursiradiat über die Flanken und bleiben, soweit erkennbar, meist ungespalten. Deutlich zweispaltige Rippen sind vor Einschnürungen und am Beginn des letzten erhaltenen Umgangs vorhanden. Der Spaltpunkt liegt im äußeren Flankenviertel. Dort biegen sämtliche Rippen mehr oder weniger stark nach vorne, verblassen gegen die Externseite allmählich und scheinen auf dieser durch ein glattes Band unterbrochen zu sein. Nur die unmittelbar vor Einschnürungen liegenden Rippen setzen deutlich über die Externseite als vorwärts geschwungene, flache Wülste hinweg.

Die Sutur ist nicht erhalten. Die Einschnürungen, 1—2 pro Umgang, sind schmal und wenig tief.

Vergleiche: Vorliegendes Stück stimmt in seinen wesentlichen Merkmalen (Gehäuseform, Nabelweite, Art und Verlauf der Rippen) mit dem von Barthel bearbeiteten Exemplar gut überein. Lediglich in der Berippungsdichte ergibt sich ein Unterschied: Unser Exemplar scheint bei gleichen Größen stets etwas gröber berippt zu sein, was sicher noch innerhalb der artlichen Variation liegen dürfte.

Stratigraphisches und geographisches Vorkommen: Die Art ist bisher nur aus Sizilien und der Südlichen Frankenalb bekannt. Dort kommt sie in den älteren „Acanthicus-Schichten" vor, die nach Barthel (1963, 29) etwa dem Bereich „*divisum*- bis *eudoxus*-Zone" (unteres/mittleres Unterkimmeridgien sensu Arkell) gleichzusetzen sind. Die fränkischen Exemplare stammen aus

den Oberweiler Schichten (ob. Oberoxfordien). Die Funde haben mehr zoogeographische als stratigraphische Bedeutung, zumal die Gattung *Nebrodites* in Süddeutschland äußerst selten ist. In diesem Zusammenhang soll noch betont werden, daß *evolutus* — neben einem einzigen aff. *herbichi* (HAUER) aus der nördlichen Frankenalb (vgl. ZEISS 1962, 59) — den zweiten sicheren Beleg dieser Gattung im Oberoxfordien Süddeutschlands darstellt.

Genus *Ringsteadia* SALFELD 1913

Über die Gattung *Ringsteadia* im Süddeutschen Jura berichtet GEYER (1961, 123 ff.). Nach seinen Angaben tritt sie hier hauptsächlich im Oberoxfordien mit mehreren Vertretern auf. Wir konnten lediglich 2 Angehörige, in je einem Stück, dieser recht charakteristischen Gattung antreffen. Das erste Exemplar aus Bank S 13 des Steinbruchs „Schneider" stimmt mit der von KOERNER (1963, 374) neubeschriebenen

Ringsteadia (*Ringsteadia*) *flexuoides* (QUENSTEDT)

völlig überein. Das zweite gehört zu der äußerst selten auftretenden *Vineta* DOHM 1925, die ARKELL (Treatise 1957, L 324) als Synonym von *Ringsteadia* betrachtet, während GEYER sie als Subgenus auffaßt. Das Exemplar läßt sich bestimmen als:

Ringsteadia (*Vineta*) *weinlandi* (FISCHER)

Taf. 10, Fig. 1

* 1913 *Ammonites* (? *Perisphinctes*) *weinlandi* FISCHER, S. 52; Taf. 5, Fig. 15.
1961 *Ringsteadia* (*Vineta*) *weinlandi* (FISCHER 1913). — GEYER, S. 128; Taf. 22, Fig. 5—6.
1966 *Ringsteadia* (*Vineta*) cf. *weinlandi* (FISCHER 1913). — ENAY, S. 566; Taf. 40, Fig. 1.

Material: Ein einzelnes Steinkernexemplar aus Bank S 16; Steinbruch „Schneider".

Merkmalswerte:

	Dm (mm)	NW (%)	WH (%)	UR	SR/UR	E
Taf. 10, Fig. 1	250	30,4	39,0	—		
	210	27,9	39,2	—		
	160	25,6	45,0	26		

Beschreibung: Das fast vollständig erhaltene, großwüchsige Gehäuse ist bis auf die letzten drei Viertel des Umgangs gekammert. Seine prozentuale NW nimmt im Lauf der individuellen Entwicklung langsam zu. Der Einrollungsgrad bleibt dabei stets mehr oder weniger stark involut und bedingt einen tiefen Nabel, dessen Abfall auf den inneren Windungen wesentlich steiler ist als auf den äußeren. Der WQ ist hochoval mit leicht gewölbten Flanken und ziemlich schmaler Externseite. Die größte WB liegt etwas unterhalb der Flankenmitte.

Die Skulptur bleibt bis zu Beginn der Wohnkammer (etwa bis 160 mm Dm) recht deutlich und besteht aus rectiradiat bis leicht prorsiradiat verlaufenden UR, die bis zu einem Dm von etwa 70 mm besonders kräftig sind. Danach verflachen und verblassen sie allmählich, so daß sie auf der Wohnkammer kaum in Erscheinung treten. Der Punkt und die Art der Rippenvergabelung sind beim vorliegenden Exemplar nicht sichtbar. GEYER (1961, Taf. 22, Fig. 6) bildet neben dem Holotyp zu FISCHER noch ein zweites kleineres Stück ab, das die inneren Umgänge gut zeigt. Auf diesem teilen sich die UR im äußeren Flankendrittel in 2 bis 3 Spaltrippen, die ohne besonderen Schwung über die Externseite verlaufen. Schaltrippen sind vorhanden.

Bemerkungen: *Ringsteadia* (V.) *weinlandi* (FISCHER) ist eine äußerst seltene Art. Sie wurde bisher nur in drei Exemplaren bekannt: der Holotyp zu FISCHER,

das aus dem Randen-Jura stammende Hypotypoid zu GEYER und ein drittes aus dem französischen Jura, das von ENAY beschrieben und abgebildet wird (s. Synonymie-Liste).

Stratigraphisches und geographisches Vorkommen: Die Art wurde bisher nachgewiesen in: Oberweiler Schichten (ob. Oxfordien), Hahnenkamm, Südliche Frankenalb; Weißjura Unter-Gamma (unt. Unterkimmeridgien), Tieringen, Württemberg (FISCHER 1913, 52); (?) Schwarzbach-Schichten (unt. Unterkimmeridgien), Randen, Schweiz (GEYER 1961, 128); Calcaires lités (= *bimammatum*-Zone, ob. Oxfordien), Le Chanay, Frankreich (ENAY 1966, 567).

Genus *Pictonia* BAYLE 1878

Bezüglich Gattungsdiagnose siehe GEYER (1961, 114).

Pictonia (*Pictonia*) *perisphinctoides* (WEGELE)

Taf. 7, Fig. 7

v* 1929 *Rasenia perisphinctoides* WEGELE, S. 81; Taf. X, Fig. 2.
1961 *Pictonia* (*Pictonia*) *perisphinctoides* (WEGELE 1929). — GEYER, S. 116; Taf. 21, Fig. 7.

Material: Es liegen die Innenwindungen eines einzelnen Steinkernexemplars vor, das in der östlichen Seite des Steinbruches „Schneider" lose aufgesammelt wurde.

Merkmalswerte des hier abgebildeten Exemplares und des Holotyps zu WEGELE:

	Dm (mm)	NW (%)	WH (%)	UR	SR/UR	E
Taf. 7, Fig. 7	58,5	36,7	32,4	24	3,2	
1927 I 505 Holotyp	80,0	37,5	34,8	27	3,3	

Beschreibung: Das Gehäuse ist schwach involut, der WQ des letzten erhaltenen Umgangs rundlich oval mit stark gewölbten Flanken und breit gerundeter Externseite. Die Berippung besteht aus verhältnismäßig weitständigen, leicht prorsiradiaten und z. T. konkaven UR, die auf den Innenwindungen dünn und ziemlich scharf sind, während sie auf dem äußeren Umgang zu hohen, langgezogenen Knoten anschwellen. Sie teilen sich auf der Flankenmitte meist mono-, selten dischizotom in zwei bzw. drei stumpfe Spaltrippen, zwischen denen 1—2 Schaltrippen auftreten.

Bemerkungen und Unterschiede: Neben dem Holotyp, der ebenfalls aus dem Steinbruch „Schneider" stammt (s. WEGELE 1929, 80), ist unser Exemplar das zweite bisher bekannte dieser äußerst charakteristischen Art. Überhaupt ist *Pictonia* (*Pictonia*) im süddeutschen Jura sehr selten. Nach GEYER (1961, 115) finden sich hier nur zwei Vertreter dieser Untergattung, das sind *Pictonia* (*P.*) *perisphinctoides* und *Pictonia* (*P.*) *constricta* SCHNEID. Bemerkenswert dabei ist, daß deren Vorkommen bisher nur aus dem Fränkischen Jura nachgewiesen werden konnte. *Pictonia constricta* SCHNEID, die im unteren Unterkimmeridgien Oberfrankens auftritt, unterscheidet sich von unserer Form durch ihre stumpfere Berippung und die einfacheren Rippeneinheiten (vgl. GEYER 1961, 116, Abb. 140—141). Das von GEYER (s. Synonymie-Liste) abgebildete Exemplar ist das Original zu WEGELE.

Genus *Rasenia* SALFELD 1913

Über die Verwirrung, die über die Systematik der Gattung herrscht, berichtet GEYER (1961, 86 ff.) ausführlich. Es wird hierauf verwiesen.

Die von uns gefundenen Exemplare lassen sich den nachstehenden Arten zuordnen:

Rasenia (*Prorasenia*) *bathyschista* KOERNER
„ „ *quenstedti* SCHINDEWOLF.

R. bathyschista, die sich nur durch den tiefer liegenden (also am äußersten Flankendrittel) Spaltpunkt von der sehr ähnlichen *R. quenstedti* unterscheidet (vgl. KOERNER 1963, 373), wurde ausschließlich im Stotzenbereich gefunden.

R. quenstedti kommt ab Bank S 20 sehr selten vor.

Genus *Sutneria* ZITTEL 1884

Im Untersuchungsgebiet werden folgende Sutnerien mehr oder weniger reichlich angetroffen (s. Taf. 9, Fig. 10—14):

Sutneria (*Enosphinctes*) *praecursor* DIETERICH
„ (*Sutneria*) *galar* (OPPEL)
„ „ *platynota* (REINECKE)

Diese sind in der einschlägigen Literatur (u. a. WEGELE 1929; DIETERICH 1940; BARTHEL 1959; GEYER 1961; SCHAIRER 1970) z. T. mehrfach beschrieben worden, so daß sich eine Wiederholung erübrigt.

Anhand horizontierten Materials stellte SCHAIRER (1970) fest, daß sich die Skulptur von *Sutneria platynota* im untersten Kimmeridgien Frankens allmählich vom Liegenden zum Hangenden ändert. Ähnliches konnte bei *S. galar*, die im Bankbereich S 27 bis S 33 zahlreich auftritt, nicht festgestellt werden. Grob (Taf. 9, Fig. 14) und fein (Taf. 9, Fig. 13) berippte Exemplare treten neben- und übereinander auf. Auch typische Übergangsformen zwischen *galar* und *platynota*, wie sie WEGELE (1929, 93) beschreibt, lassen sich hier nicht ausscheiden.

Aspidoceratidae ZITTEL 1895

Da bis heute noch keine moderne Bearbeitung der Aspidoceraten vorliegt, folgen wir bei der Einteilung dieser weltweit verbreiteten Familie ARKELL (1957), der die von SPATH (1931) angegebene Systematik mehr oder weniger unverändert übernahm.

Genus *Epaspidoceras* SPATH 1931

Es liegen drei Exemplare vor, die

Epaspidoceras mamillanum (QUENSTEDT)

angehören. Die Art wurde von SCHAIRER (1968) neu beschrieben und mehrfach abgebildet. Sie wurde aber von ihm dem Genus *Paraspidoceras* SPATH 1925 zugestellt. Die marginale Stachelreihe spricht jedoch eher für die Zuordnung der Art zu *Epaspidoceras* (vgl. ARKELL 1957, L 338, Fig. 445).

Genus *Physodoceras* HYATT 1900

Diese Gattung ist im Arbeitsgebiet vertreten durch:

Physodoceras altenense (D'ORBIGNY)

und

Physodoceras circumspinosum (OPPEL).

Der wesentliche Unterschied zwischen beiden ansonsten sehr ähnlichen und auch zusammen auftretenden Arten besteht nach WEGELE (1929, 87—88) und BUCK

(1958, 29 u. 32) in der Gehäusegestalt: *Phys. circumspinosum* besitzt sehr stark aufgeblähte Windungen und einen Querschnitt, der stets breiter als hoch ist. *Ph. altenense* weist gerade das Gegenteil auf: die Windungen sind verhältnismäßig schwach gewölbt und deutlich höhermündig (vgl. Buck 1958, Taf. 1, Fig. 1—4). Die gefundenen Exemplare (über 50 Stück) sind zum größten Teil stark komprimiert und infolgedessen nicht immer mit Sicherheit einer der beiden Arten zuzuordnen. Dies ist für eine stratigraphische Untersuchung ohne Bedeutung, da beide Arten im Oberoxfordien Süddeutschlands etwa gleichzeitig einsetzen und bis in das untere Unterkimmeridgien hinein reichen (vgl. S. 109). In Abb. 17 wurde nur *Phys. altenense* eingetragen, da es nach Wegele (1929, 87) die älteste in Franken auftretende *Physodoceras*-Art ist.

Aptychi

Über Aptychen berichten u. a. Trauth (1927—1938) und Schindewolf (1958).

Die „Verschlußdeckel" der Ammonitengehäuse kommen zwar nicht selten vor, lassen sich aber vom Gestein schlecht isolieren. Gut erhaltene Stücke konnten lediglich aus den Mergellagen bzw. Schichtfugen gewonnen werden.

Systematisch gesehen beschränken sich unsere Funde auf Laevaptychen (ad Aspidoceratidae Zittel) und Lamellaptychen (ad Oppeliidae Bonarelli). Granulaptychen und Praestriaptychen der Perisphincten konnten überraschenderweise nicht gefunden werden.

Im allgemeinen scheinen die Laevaptychen häufiger zu sein als die Lamellaptychen. Ihre Symphysenlängen schwanken zwischen 25 mm und 50 mm. Die Mehrzahl gehört eindeutig zu

Laevaptychus latus (Parkinson)

Die Lamellaptychen bestehen meist aus Bruchstücken und lassen daher eine nähere Bestimmung nicht zu.

5.2. Nautiloidea Agassiz 1847

Seit der Monographie von Loesch (1914) gibt es keine neuere systematische Beschreibung der Nautiliden des Süddeutschen Oberjura. Kummel (1957) gibt zwar eine taxionomische Übersicht der gesamten post-triadichen Nautilidenfauna an, geht aber auf eine Artdiagnose nicht ein.

Die Art

Pseudaganides brunhuberi (Loesch)

kommt unseren stark verdrückten Funden (10 Stück) am nächsten.

5.3. Coleoidea Bather 1888

Belemnitida Naef 1912

Auch die Belemniten des Süddeutschen Oberjura haben bisher noch keine systematische Bearbeitung erfahren.

Die im stratigraphischen Schrifttum oft zitierte (in Quenstedt 1857/58, Taf. 74, Fig. 11 gut abgebildete) Art

Hibolites hastatus (Blainville)

dürfte hier der allein vorherrschende Vertreter der Belemniten sein, denn sämtliche genauer bestimmbaren Stücke gehören eindeutig zu dieser Art.

6. Stratigraphie

6.1. Historischer Überblick

Es soll zunächst eine kurze Übersicht über die wichtigsten Arbeiten, soweit diese das Oxfordien und tiefere Unterkimmeridgien (sensu ARKELL) der Südlichen Frankenalb behandeln, gegeben werden. Zusammengefaßt soll so gezeigt werden, was bisher in der stratigraphischen Erforschung dieses Jura-Abschnittes erreicht wurde. Dabei werden auch die älteren Arbeiten aus dem benachbarten Württemberg berücksichtigt, denn die ersten differenzierten Studien und Gliederungsversuche im Oberen Jura nahmen dort ihren Anfang. Wie sich die bisher in der Frankenalb und E-Württemberg verwendeten Gliederungen zu den geologischen Gegebenheiten des Hahnenkammgebietes verhalten, ist der Tab. 3 zu entnehmen.

F. A. QUENSTEDT (1843; 1856—1858): Bereits im Jahre 1843 gibt QUENSTEDT die erste detaillierte Jura-Gliederung überhaupt, die dann in seinem 1856—1858 erschienenen Hauptwerk „Der Jura" ziemlich unverändert übernommen wurde. QUENSTEDT gliedert hier den Weißen Jura Schwabens in sechs Stufen, die er bekanntlich nach den sechs ersten Buchstaben des griechischen Alphabets ($\alpha - \zeta$) bezeichnet. Die gegenseitige Abgrenzung der Stufen erfolgt dabei nach lithofaziellen und morphologischen Gesichtspunkten, womit das QUENSTEDTsche Einteilungsschema einen lokal begrenzten Charakter bekommt.

A. OPPEL (1863) W. WAAGEN (1864)		C.W.v. GÜMBEL (1862 u. 64) L.v. AMMON (1891)			J. SCHRÖDER (1924) L. REUTER (1927)			L. WEGELE (1929)		H. SCHMIDT-KALER (1962)		G. NITZOPOULOS (1973)		
W.	SF.	W.	SF.			SF.		W.	SF.		SF.		SF.	
Weißer Jura γ QU.	Schichten der Zone des Amm. tenuilobatus Unten mit: Amm. platynotus und Amm. galar	Weißer Jura γ QU	Ob. grauer Mergelkalk	dickbank. Kalke mit Amm. Balder Avicula similis Polyploken-schichten Amm. platynot Amm. falcula	Stufe d. Amm. (Opp.) tenuilobatus ?	Weißer Jura Gamma	γ/δ Splitter-kalk Ob. grauer Mergelkalk	Zone des Oecotraustes dentatus ? Z. d. Sutn. platynota	Weißer Jura γ QU.	Id. balderum Zone des Oecotraustes dentatus Zone des Ataxioceras suberinum Z. d. sutneria platynota	Malm Gamma	Lücke? Bank 371 Uhlandi-Cruss.-Schichten Ataxio-ceraten-Schichten Platynota-Sch. 234	tieferes Unterkimmeridgien (sensu ARKELL)	Rohracher-Sch. Degersheimer Schichten Schlittenharter Schichten
Weißer Jura β QU	Zone des Ammonites bimammatus	Weißer Jura β QU	Werkkalk	Stufe des Ammonites (Peltoceras) bimammatus		Weißer Jura Beta	Werkkalk	Zone des Idoceras planula Zone des Peltoceras bimammatum	Weißer Jura β QU.	Galar-Bänke Zone des Idoceras planula Zone des Peltoceras bimammatum	Malm Beta Malm Alpha	Galar-Bänke 233 Planula Schichten QU β 165 / α 164 Bimammatum-Schichten Berrense-Schichten	Oberes Oxfordien	Oberweiler Schichten Gelbebürg Schichten
Weißer Jura α QU.	Zone des Ammonites transversarius Impressa-Thon	Weißer Jura α QU.	Impressa-Mergel, Unt. graue Mergelkalk	Stufe d. Terebr. (Waldheimia) impressa Stufe d. Amm. (Peltoceras) transversarius		Weißer Jura Alpha	Impressa-Mergel, Unt. grauer Mergelkalk	Zone der Terebratula (Aulacoth.) impressa Glaukonit-Kalk Z. d. Peltoc transversarium	Weißer Jura α QU.	Alternans-Schichten (Impressa-Mergel)	Malm Alpha		Mittleres Oxfordien	Heidenheimer Schichten

Tab. 3. Historischer Überblick.

Tab. 3. Historical review.

A. OPPEL (1856—1858; 1862—1863): Fast gleichzeitig mit dem Hauptwerk QUENSTEDTs erschien die klassische Arbeit OPPELs über die „Juraformation Englands, Frankreichs und des Südwestlichen Deutschlands". OPPEL vergleicht hierin Jura-Profile aus den genannten Ländern konsequent nach biostratigraphischen Kriterien. Zu diesem Zweck führt OPPEL die „Zone" ein. Er versteht darunter einen Schichtkomplex, der durch eine bestimmte Faunen-Vergesellschaftung gekennzeichnet ist. Wie zuverlässig die Zone und wie unsicher der lithofazielle Vergleich sogar in engem Raum ist, wußte OPPEL u. a. am Beispiel der „Schichten des Ammonites angulatus" in Württemberg zu berichten: „Amm. angulatus ... charakterisiert eine Zone, deren ... mineralogische Beschaffenheit ... auf die beliebigste Weise gebildet sein" kann (OPPEL 1856—1858, 29).

In den folgenden Jahren bemühte sich OPPEL selbst um die Präzisierung seines biostratigraphischen Schemas, indem er die Leitfossilien paläontologisch und verbreitungsmäßig schärfer zu erfassen versuchte. Unter diesen Aspekten gliedert OPPEL 1862—1863 den „unteren Malm" erneut nach seinem Fossilinhalt in drei Zonen (s. Tab. 3), die — wie die Folgezeit zeigte — den Grundstein der Malmstratigraphie bildeten.

C. W. v. GÜMBEL (1862; 1864; 1891): Ein Jahr vor OPPELs letzter Zoneneinteilung erschien die Arbeit GÜMBELs über die „Streitberger Schwammlager und ihre Foraminiferen-Einschlüsse". GÜMBEL hat darin nicht nur die stratigraphische Lage der „Schwammfacies" richtig erkannt, sondern auch eine Einteilung der „wohlgeschichteten Facies" gegeben. Er gliederte sie hier folgendermaßen: 1. Untere graue Mergelkalke, 2. Weiße Werksteinkalkbänke und 3. Obere graue Mergelkalke. Auf S. 206 (1862) schreibt GÜMBEL: „Diese drei petrographisch so deutlich unterscheidbaren Stufen der wohlgeschichteten Kalke sind fast durch ganz Franken zu beobachten. Sie scheinen, wenn auch nicht absolut genau, den 3 Stufen α, β und γ Quenstedts zu entsprechen"; und weiter unten (S. 208): diese Stufen sind „nur petrographisch, nicht aber paläontologisch scharf zu scheiden".

Im großen und ganzen ist dies also eine Einteilung, die völlig auf dem QUENSTEDTschen Prinzip basierte. Von einer Übernahme der QUENSTEDTschen Einteilung auf Franken wollte GÜMBEL jedoch nichts wissen, auch zwei Jahre später nicht, als er die einzelnen Stufen durch ganz Franken verfolgte und eingehender beschrieb. Um seine nur für Franken gedachte Einteilung zu rechtfertigen und sie dabei vor der „strengen Wissenschaft" zu verteidigen, versuchte GÜMBEL dann, die „Unbeständigkeit in der Beschaffenheit der Ablagerungen von gleichem Alter" zwischen Franken und Württemberg klarzustellen. Daraus geht hervor, „daß, so enge immerhin der Anschluß an Schwaben bleibt, gleichwohl für Franken gewisse Eigenthümlichkeiten sich herausstellen, welche uns nöthigen, für den lokalen und praktischen Gebrauch — nicht für streng wissenschaftliche und weitgreifende Vergleichungen — uns einer, den speziellen Verhältnissen entsprechende, Betrachtungsweise zu befleißen. Jeder ... wird uns daher zustimmen, wenn wir die Einteilung der Schichten so wählen, wie es speziell für die fränkischen Verhältnisse am angemessensten erscheint" (GÜMBEL 1864, 25). Wie berechtigt alle diese Bemerkungen sind, weiß jeder, der sich heute im fränkischen Raum mit stratigraphischen Aufnahmen befaßt.

Bemerkenswert ist auch das Bestreben GÜMBELs, seine lithologischen Stufen faunistisch zu untermauern. Zu diesem Zweck übernimmt er die Zoneneinteilung OPPELs und fügt sie dem lithologischen Schema wortwörtlich bei. Nur die Zone des *Ammonites bimammatus* verlängert GÜMBEL bis zur Oberkante des „Werkkalkes". Außerdem gibt GÜMBEL eine Anzahl von Fossilien an, die die einzelnen Stufen charakterisieren sollen. Diese litho-biostratigraphische Einteilung ist in etwas verfeinerter Form (s. Tab. 3 u. unten bei AMMON) 1891 in GÜMBELs Standardwerk „Geognostische Beschreibung der fränkischen Alb" wieder erschienen.

W. WAAGEN (1864): Dieser Autor verfolgt die Zonen seines Lehrmeisters OPPEL durch Franken, Schwaben und die Schweiz im einzelnen und korreliert diese mit der QUENSTEDTschen Einteilung in Schwaben. Dabei entspricht die Zone des *Amm. transversarius* dem Weißjura α QUENSTEDTs; die darauf liegende Zone des *Amm. bimammatus* umfaßt über zwei Drittel des Weißjura β, und die Zone des *Amm. tenuilobatus* reicht bis in den Weißjura δ hinein (s. Tab. 3). Der erste Schritt für einen altersmäßigen Vergleich des „unteren Malm" zwischen Württemberg und Franken mittels Fossilien ist damit getan.

L. v. AMMON (1891): In dem oben erwähnten Standardwerk GÜMBELs übernimmt AMMON die Aufgabe, den stratigraphischen Teil näher zu bearbeiten. Er versucht dabei den „Oberen grauen Mergelkalk" aufgrund von Fossilien weiter zu zerlegen (vgl. Tab. 3). Gleichzeitig vergleicht er die lithofaziellen Einheiten GÜMBELs mit den QUENSTEDTschen in Schwaben. Dabei wird die Stufe „Untere graue Mergelkalke", die in der „Gegend vom Ries an bis Thalmässing sehr thonreich" ist und dem „schwäbischen Impressa-Mergel" ... „vollkommen" gleicht, mit dem Weißjura α QUENSTEDTs gleichgesetzt. Die Stufe des „Werkkalkes" (= Zone des *Amm. bimammatus*) umfaßt bei ihm im Gegen-

satz zu WAAGEN (vgl. Tab. 3) den gesamten Weißjura β QUENSTEDTS, und die Stufe „Obere graue Mergelkalke" den Weißjura γ. Die darüber folgenden dickgebankten Kalke mit „*Amm. Balderus*" werden von AMMON als zeitliche Äquivalente des untersten Weißjura δ in Württemberg gehalten. Eine Korrelierung also, die mehr auf lithologischer Grundlage erfolgte.

TH. SCHNEID (1915): Nach GÜMBEL und AMMON tritt in der Bearbeitung des fränkischen Weißen Jura eine Pause ein. Erst SCHNEID bringt die Dinge wieder in Fluß. Seine Untersuchungen befassen sich zwar hauptsächlich mit dem Oberen Weißen Jura, doch bei Solnhofen greifen sie bis ins tiefere Unter-Kimmeridgien hinab. SCHNEID konnte hier nachweisen, daß *Oppelia tenuilobata* wesentlich höher reicht, als bislang vermutet wurde. Demnach „dürfte die Aufstellung der *Oppelia tenuilobata* als Leitfossil als ein wenig glücklicher Griff zu bezeichnen sein und zum Teil mit verantwortlich an dem langen Fehlschlagen jeder Bemühung, die Faunen von γ und δ, der Polyplocus- und Eudoxus-Stufe, auseinanderzuhalten" (SCHNEID 1915, 75). Diese Zeilen von SCHNEID haben zweifellos die Feinstratigraphie der „Oberen grauen Mergelkalke" angeregt (vgl. unten: SCHRÖDER, WEGELE), scheinen aber auch mitverantwortlich zu sein für die später eingetretene Verwirrung in der stratigraphischen Nomenklatur (s. unten REUTER).

J. SCHRÖDER (1924): Auf die Ergebnisse SCHNEIDs und ENGELS (1908) aus Württemberg — dort gingen die biostratigraphischen Untersuchungen seit OPPELS Tagen weiter und trugen jeweils mit zur Klärung der Verhältnisse in der Frankenalb bei — sowie auf eigene Beobachtungen stützend, stellte SCHRÖDER in KAYSERS „Lehrbuch der Geologie" eine detaillierte biostratigraphische Gliederung des Weißen Jura in Franken zusammen.

Für den Werkkalk GÜMBEL (= Stufe d. *Amm. bimammatus*) unterscheidet der genannte Autor eine Zone des *Peltoceras bimammatum* (unten) und eine des *Idoceras planula* (oben); für die nächstfolgende Stufe (= Zone d. *Amm. tenuilobatus*) gibt er eine Zone der *Sutneria platynota* (untere Abteilung) und eine des *Oecotraustes dentatus* (obere Abteilung) an, wobei zwischen den beiden Zonen ein Schichtkomplex liegt, in dem diese Leitfossilien nicht mehr bzw. noch nicht auftreten.

SCHRÖDER spricht hier nur von Zonen, also nicht vom „Weißen Jura Alpha", „Beta" etc. Diese „Redensart" verwendet offiziell erst REUTER (1927) für den fränkischen Weißen Jura.

L. REUTER (1927): In seinem Schema „Einteilungen der Weißjura-Formation im südlichen Frankenjura" (1927, 73) bezeichnet REUTER den „Unteren grauen Kalk" bzw. „Impressa-Mergel" als „Weißer Jura Alpha", den „Werkkalk" als „Beta" und den „Oberen grauen Mergelkalk" als „Gamma"; die „Balderus-Bänke" betrachtet er als Gamma/Delta-Grenzbänke (s. auch Tab. 3). Den von SCHRÖDER und SCHNEID übernommenen biostratigraphischen Einteilungen des Zeitprofils hatte REUTER nichts Neues hinzuzufügen.

L. WEGELE (1929): Aufgrund detaillierter Untersuchungen an Ammoniten aus dem Oberoxfordien und Unterkimmeridgien Mittelfrankens gelingt es WEGELE, ein „geeignetes" Leitfossil für das Schichtpaket zwischen *platynota*- und *dentatus*-Zone zu finden (s. Tab. 3) und auch eine Reihe von Faunengruppen aufzustellen, die für die einzelnen Zonen charakteristisch sein sollen (vgl. WEGELE 1929, 190—192).

Obwohl WEGELE eindeutig die Zoneneinteilung bevorzugt, läßt sich bei ihm der Versuch, die Zonengrenzen an die lokalen lithologischen Verhältnisse anzupassen, nicht verkennen. Die Untergrenze z. B. der *bimammatum*-Zone legt WEGELE (S. 129) — ähnlich wie seine Vorgänger — dort, wo die Mergellagen zu Gunsten der Kalkbänke stark zurücktreten, und die Obergrenze da, wo die Mergelzwischenlagen ganz aufhören bzw. zu unbedeutenden Schichtfugen zusammenschrumpfen. Verfolgt man diese Grenzen in der Südlichen Frankenalb von W nach E, so stellt sich heraus, daß sich ihre Lage wesentlich verändert (vgl. Abb. 11). Das gleiche gilt auch für die *planula/platynota*-Grenze. Bei Thalmässing liegt sie ca. 2 m höher als im Hahnenkammgebiet.

Nach WEGELE folgt in Franken, wie auch in Schwaben, die Zeit der Spezialkartierungen im Maßstab 1 : 25 000. Angehörige der Münchener, später der Erlanger Schule, nehmen die Kartenblätter Frankens systematisch auf. Die Stufeneinteilung des Oberen Jura gründet sich dabei vollkommen auf lithologische Kriterien, wie das für praktische Zwecke erforderlich ist. Anscheinend, um nicht immer die langen lithostratigraphischen Bezeichnungen GÜMBELS gebrauchen zu müssen, wurde das einfachere Buchstabensystem QUENSTEDTS endgültig übernommen und z. T. weiter unterteilt. Der „Werkkalk" z. B. wurde in β_1 (= Bimammatum-Zone) und in β_2 (= Planula-Zone) zerlegt, der „Obere graue Mergelkalk" in γ_1 (= Platynota-Zone), γ_2 (= Suberinum-Zone) und γ_3 (= Dentatus-Zone) (vgl. dazu WEBER 1941)

Einen großen Fortschritt in der Stratigraphie des Oberen Jura in Franken brachte die Nachkriegszeit. Es ist das Verdienst der Erlanger Schule, als wichtig erkannt zu haben, daß die Bank-für-Bank-Parallelisierungsmethode Korrelation von Schichtfolgen über größere Distanzen mit einer Präzision zuläßt, die die mit biostratigraphischen Methoden erzielbare Genauigkeit um ein Vielfaches übertrifft.

Auf dieser Erkenntnis basierend verfolgte H. SCHMIDT-KALER (1962) den „Unteren Malm" schrittweise vom E der Südlichen Frankenalb über das Ries hinweg bis weit in die Schwäbische Alb und stellte fest, daß die lithofazielle „Untergrenze" der *bimammatum*-Zone, die von sämtlichen Autoren bisher als zeitgleich mit der α/β-Grenze in Württemberg gehalten wurde, gar keine Zeitgrenze ist. Durch feinstratigraphische Bankvergleiche legte SCHMIDT-KALER „die Alpha-Beta-Grenze zum ersten Mal im Sinne Quenstedts exakt für die ganze Südliche Frankenalb" zwischen Bank 164 und 165 (1962a, 29) fest, also etwa in der Mitte des GÜMBELschen „Werkkalkes". Seither wird diese Grenze allgemein akzeptiert und vor allem von der Erlanger Schule als solche verwendet.

Es mag sein, daß diese Grenze genau denselben Zeitabschnitt in der Erdgeschichte repräsentiert wie die lithofazielle α/β-Grenze in Württemberg, für die praktische Anwendung ist sie jedoch völlig ungeeignet, da sie sich vom Liegenden und Hangenden weder im Aufschluß noch im Gelände lithologisch bzw. morphologisch abhebt. Von einer Grenzziehung im „S i n n e Quenstedt's" kann schon deshalb nicht die Rede sein. Im übrigen ist die Übernahme der QUENSTEDTschen Einteilung auf Franken als unglücklich zu bezeichnen, und man sollte sie hier aus folgenden Gründen nicht mehr benutzen:

1. Die lithofaziellen Unterschiede sind, wie bereits GÜMBEL feststellte, zu beiden Seiten des Rieses zu vielfältig (vgl. Abb. 11) und erschweren deshalb eine unmittelbare Korrelierung von Schichtpaketen mit genau definierter Ober- und Untergrenze. Insbesondere im „Weißjura Alpha" und „Gamma" ist eine Parallelisierung auf lithologischer Basis unmöglich (vgl. auch SCHMIDT-KALER 1962a, 46).

2. Die Bezeichnungen „Weißjura Alpha", „Beta", „Gamma" etc. werden in Franken in einem ganz anderen Sinne verwendet, als in Württemberg. Während sie dort schon seit QUENSTEDT rein lithostratigraphische Begriffe sind, werden dieselben in Franken seit etwa 1930 als zeitstratigraphische Einheiten aufgefaßt. So wird heute zum „Weißjura Alpha" in der Südlichen Frankenalb nicht nur der „Impressa-Mergel" gerechnet, der das lithologische Äquivalent des schwäbischen „Weißjura Alpha" bildet, sondern auch der Schichtenstoß des „Werkkalkes" GÜMBELS bis Bank 164, oberhalb derer die zeitliche Alpha/Beta-Grenze liegen soll (vgl. Abb. 11 und 12). Ähnliches gilt, wie die Abbildungen 11 und 12 zeigen, auch für „Gamma" und teilweise sogar für „Beta", das im übrigen nur geringe Unterschiede zwischen Württemberg und der Südlichen Frankenalb aufweist.

Um unter anderem auch derartigen Begriffsverwirrungen zu steuern, bemühen sich schon seit 15 Jahren internationale geologische Kommissionen und Komitees, die Auffassungen über die Grundlagen der Stratigraphie (Methodik, Terminologie) zu vertiefen und zu vereinheitlichen. Zu einer allgemeinen Übereinkunft ist man zwar dabei bis heute noch nicht gekommen, in einem Punkt ist man sich jedoch bereits einig: der Anwendungsbereich von lithostratigraphischen Bezeichnungen soll auf denjenigen Raum beschränkt bleiben, in dem die betreffenden Schichtkomplexe ihre typische Ausbildung aufweisen (s. Congr. Norden, in: HEDBERG 1961; LAFFITTE et al. 1972). Da diese Schichtkomplexe lediglich lokale Bedeutung haben, werden sie mit lokalen Namen belegt. In der Schweiz verfährt man auf diese Weise schon seit MOESCHS Zeiten (1867, zit. nach GYGI 1969, 11).

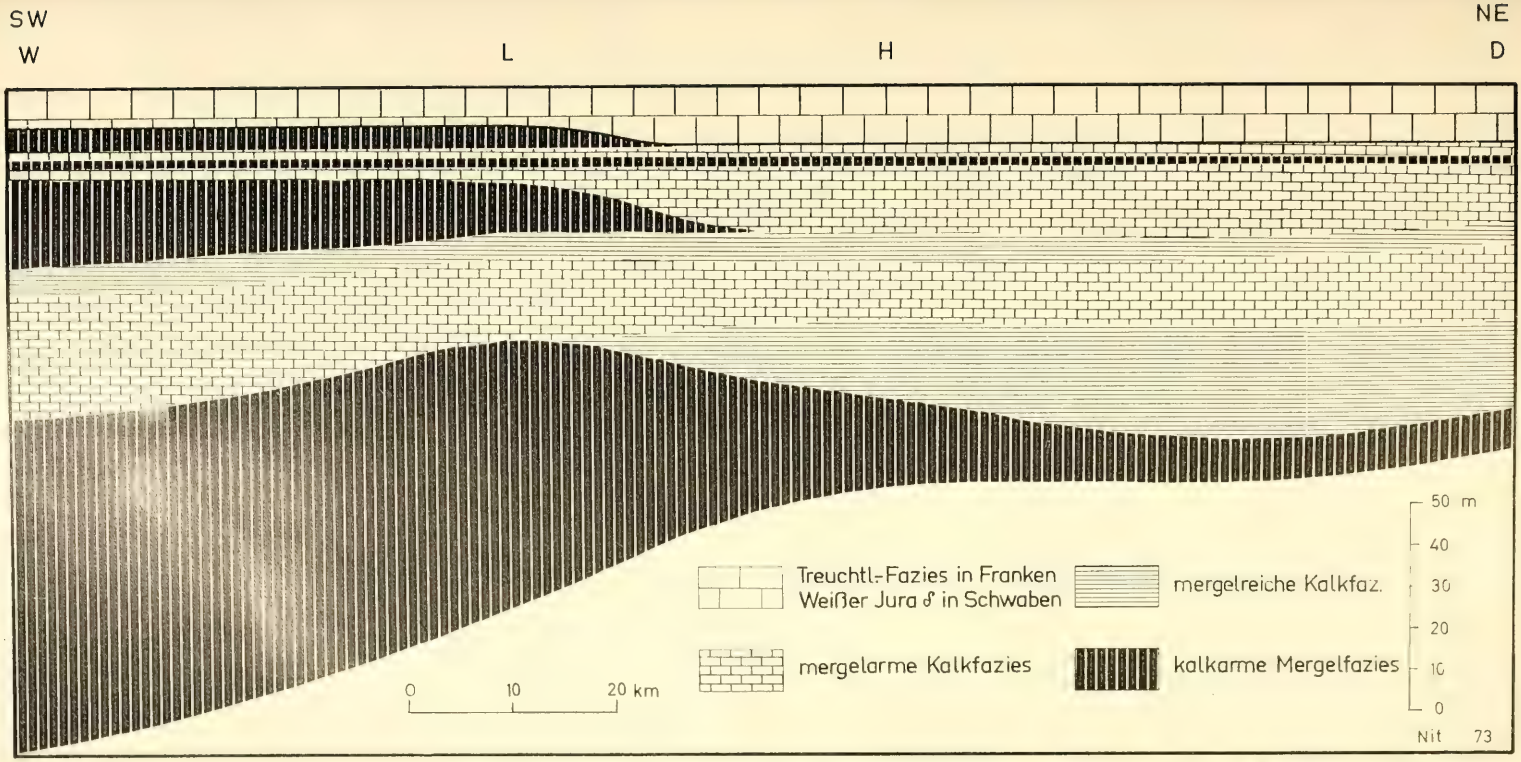


Abb. 11. Schema der Faziesverteilung im Oxfordien und tieferen Unterkimmeridgien zwischen Württemberg und Frankenalb. W = Weilheim a. d. Teck; L = Lauchheim; H = Heidenheim a. Hahnenkamm; D = Dietfurt.
Zusammengestellt nach: BARTHEL (1957); BECHER (1960); DIETERICH (1940); v. FREYBERG (1966); GEYER (1961); GEYER & GWINNER (1962; 1964); HÖLDER (1942; 1964); MÜNZING (1960); NITZOPOULOS (1968); SCHAIRER (1963; 1967); SCHMIDT-KALER (1962; 1969); SEIBOLD (1950); STREIM (1960; 1961); WAGNER (1963); WEGELE (1929); ZEISS (1964).

Fig. 11. Schematic outline of Oxfordian Lower Kimmeridgian facial distributions. Section ranging from the Middle Alb of Württemberg to the middle part of the southern Franconian Alb.

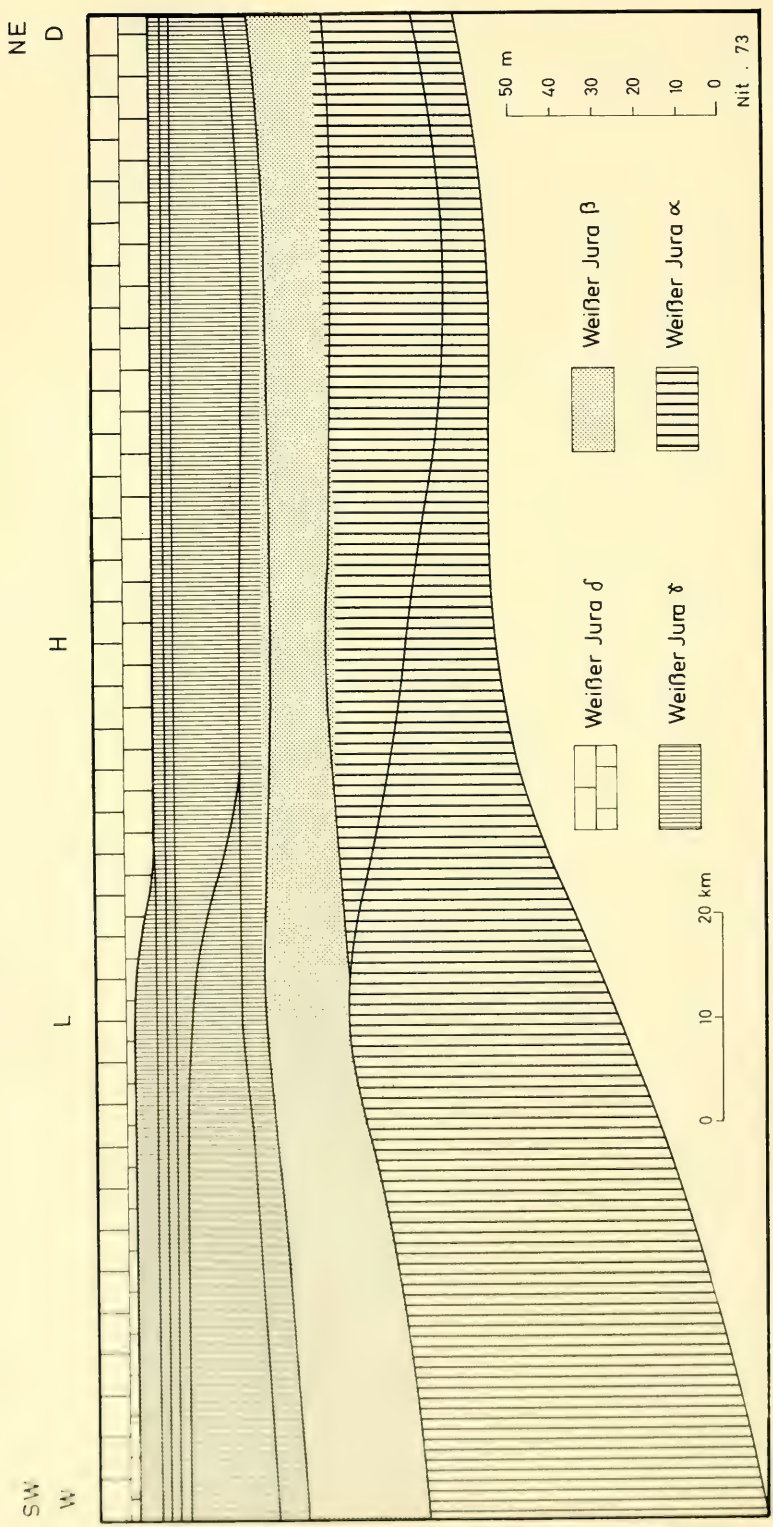


Abb. 12. Verlauf der „Zeitgrenzen" durch die Fazies (durchgezogene Linien = Faziesgrenzen von Abb. 11).

Fig. 12. Interrelation between facies and "time-limits" (continuous lines = facies limits as in fig. 11).

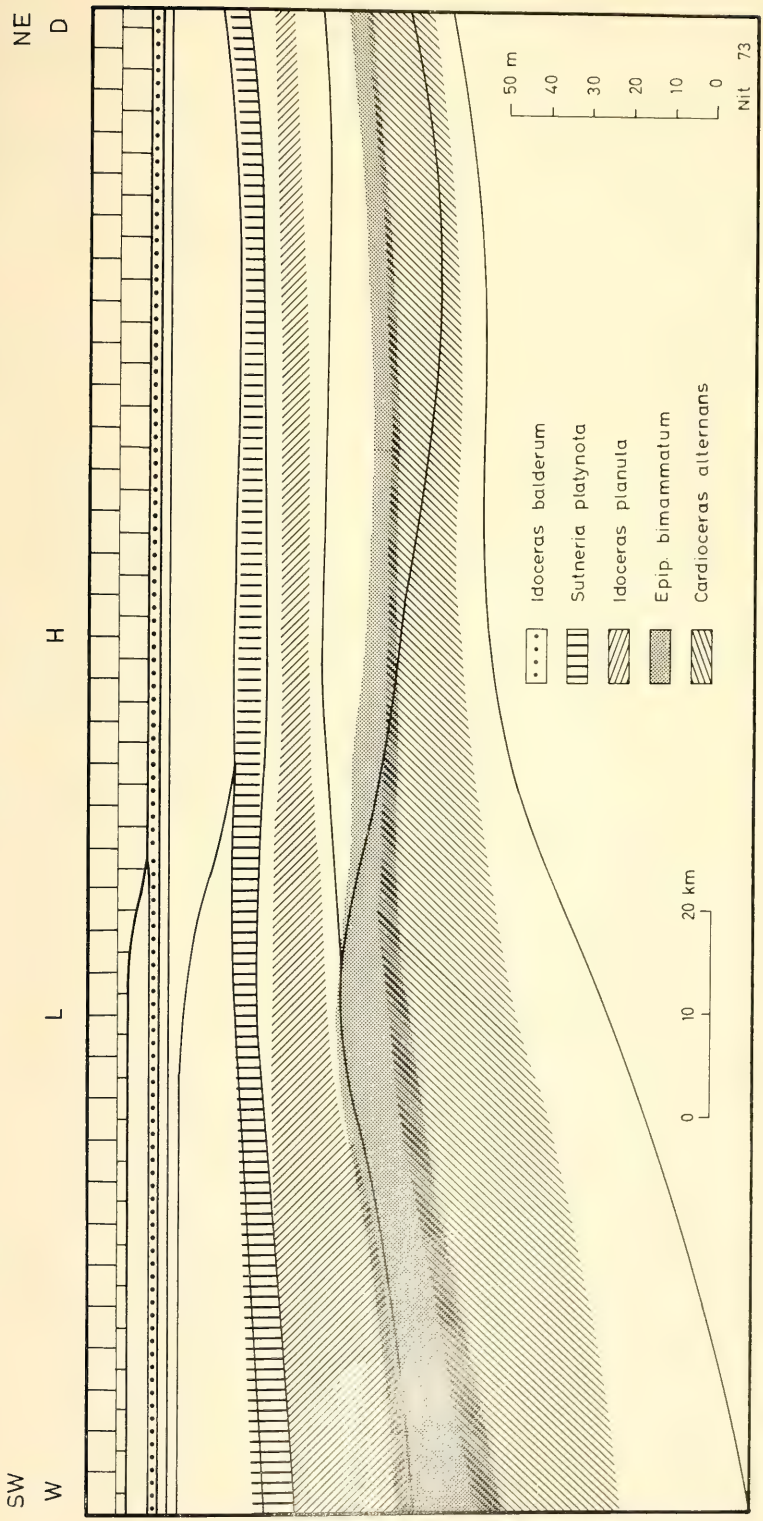


Abb. 13. Verbreitung leitender Ammoniten in bezug auf die Lithofazies (durchgezogene Linien = Faziesgrenzen von Abb. 11).

Fig. 13. Interrelation between indicative ammonites and facies (continuous lines facies limits as in fig. 11).

Lokalbezeichnungen gebrauchte auch AMMON (1875) für die Schichteinheiten des niederbayerischen Weißjura zwischen Vilshofen und Passau. Sie lassen sich jedoch auf Südfranken wegen der lithofaziell abweichenden Ausbildung nicht übertragen.

Erste Versuche der Einführung lokaler lithostratigraphischer Einheiten wurden in den letzten Jahren vor allem von FESEFELDT (1962) und BARTHEL (1969) unternommen. BARTHEL gliedert das Tithonien der Südlichen Frankenalb in „Folgen" und unterteilt diese weiter in „Schichten".

6.2. Lithostratigraphie

Vorschlag einer neuen Gliederung der Sedimente des Oxfordien und tieferen Unterkimmeridgien (sensu ARKELL) im Hahnenkammgebiet (Südwestliche Frankenalb).

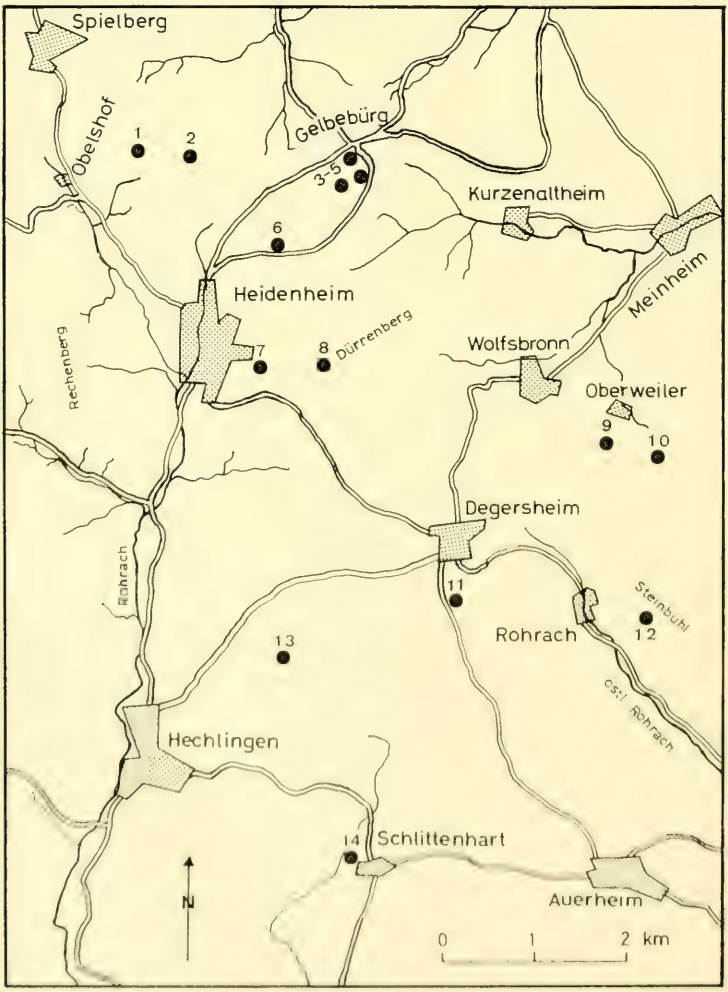


Abb. 14. Lageplan der Referenz-Profile im Hahnenkamm-Gebiet; s. Text

Fig. 14. Locations of reference sections in the Hahnenkamm area.

6.2.1. Hahnenkamm-Folge

Der Begriff „Folge" entspricht dem angelsächsischen „formation" und charakterisiert einen mehr oder weniger mächtigen, lithologisch unterteilbaren Gesteinskomplex (s. BARTHEL 1969, 14).

Die Hahnenkamm-Folge umfaßt die Sedimente des Oxfordien und tieferen Unterkimmeridgien (sensu ARKELL) und läßt sich in folgende Schichtpakete unterteilen:

(Die Profile 1—10 liegen auf der Topographischen Karte 1 : 25 000 Blatt Nr. 6930 Heidenheim, die Profile 11—14 auf Blatt Nr. 7030 Wolferstadt).

Heidenheimer Schichten

Ref.-Profile: Profil im Straßeneinschnitt Heidenheim—Dittenheim, R: 44 09 00 / H: 54 32 76. (Nr. 6 in Abb. 14; Nr. 53 in SCHMIDT-KALER 1962a.)
Profil Wasserbehälter E Heidenheim, R: 44 08 60 / H: 54 31 80. (Nr. 7 in Abb. 14; S. 194 in G. H. WAGNER 1963.)

Beschreibung: Die Heidenheimer Schichten bestehen zur Hauptsache aus blaugrauen, z. T. etwas grünlichen Mergeln, in denen einzelne gelblichgraue und rauh brechende Kalkknollen und Kalkbänke eingeschaltet sind. Kennzeichnend für die Mergel ist eine kleinwüchsige und in der Regel zu Brauneisen verwitterte, ursprünglich verkieste Fauna, die vorwiegend aus Cephalopoden und Brachiopoden besteht. Die charakteristischen Formen sind: *Perisphinctes convolutus impressae* (QUENSTEDT), *Hibolites pressulus* (Qu.) und *Aulacothyris impressa* (BRONN).

In den Kalkknollen und Kalkbänken fällt die Seltenheit von Fossilien auf. Die Untergrenze der Heidenheimer Schichten kann anhand der „Glaukonitbank" oder durch den verstärkten Einsatz von Glaukonitmergeln gezogen werden. Die „Glaukonitbank" ist im Hahnenkammgebiet meist knollig entwickelt. Die Knollen selbst sind gelblichgrau, hart, bis über 10 cm dick und enthalten die bekannte Seife „grüner" Ammoniten (s. GÜMBEL 1891, 120), die der „*plicatilis*-Zone" angehören.

Die Grenze gegen die hangenden Gelbebürg-Schichten liegt dort, wo die Mergellagen eindeutig zu Gunsten der Kalkbänke zurücktreten. Im Profil Nr. 6 (Abb. 14) kommt sie so unter Bank 88 zu liegen. Die Gesamtmächtigkeit der Heidenheimer Schichten beträgt dort rund 23 m und nimmt westwärts weiter zu, nach E dagegen ständig ab (s. Abb. 11).

Gelbebürg-Schichten

Ref.-Profile: Profile an der „Gelbebürg" NNE Heidenheim, R: 44 09 70 / H: 54 33 97. (Nr. 3—5 in Abb. 14; Nr. 57—59 in SCHMIDT-KALER 1962a.)
Profile im Kasernengelände N Heidenheim, R: 44 07 91 / H: 54 33 97. (Nr. 2 in Abb. 14; Nr. 1 in NITZOPOULOS 1968, Abb. 3.)

Beschreibung: Die Gelbebürg-Schichten bestehen aus Mergeln und Kalksteinbänken in Wechsellagerung, wodurch ein aufgelockerter Gesamteindruck entsteht. Die durchschnittlich 20—30 cm dicken Kalksteinbänke zeigen eine graue Farbe und einen vorwiegend muscheligen Bruch mit rauhen Oberflächen. Sie enthalten Pyritkonkretionen, die meist in Brauneisen umgewandelt sind, und nicht selten feine, gelblich gefärbte Fucoiden. Die Mergelzwischenlagen sind dunkler und z. T. grünlich gefärbt. Sie sind meist blätterig ausgebildet und enthalten wie die Kalksteinbänke zu Brauneisen oxydierte Pyritkonkretionen. Die Mergellagen werden bis über 10 cm mächtig; im Durchschnitt erreichen sie nur 5—6 cm.

Im allgemeinen führen die Gelbebürg-Schichten keine besonders charakteristische Fauna. Lediglich im unteren Teil sollen nach SCHMIDT-KALER (1962 a, 30) Epipelto-

ceraten auftreten, die aber sehr selten sind.

Die Abgrenzung nach oben ist durch das starke Zurücktreten der Mergelzwischenlagen und die deutliche Änderung der Gesteinsfarbe markiert. Die so gefaßten Gelbebürg-Schichten lassen sich bis an den östlichen Teil Württembergs verfolgen, wo sie dann auskeilen (s. Abb. 11). Ihre Mächtigkeit beträgt im N Heidenheims (Bank 88—174) ca. 18 m und nimmt nach S und SE rasch zu.

Oberweiler Schichten

Ref.-Profile: 2 Profile S Oberweiler, R: 44 12 40—90 / H: 54 30 80—66.
(Nr. 9—10 in Abb. 14; Nr. 63—64 in SCHMIDT-KALER 1962a.)

Beschreibung: Die Oberweiler Schichten werden von wohlgebankten Kalken gebildet, die nur durch dünne Mergelfugen getrennt sind. Dadurch entsteht ein geschlossener, dicht gepackter Schichtkomplex. Die weißlich- bis gelblichgrauen, ziemlich reinen Kalksteine geben beim Anschlagen einen hell klingenden Ton und springen mit glattem, muscheligen Bruch. Ihre Bankmächtigkeit liegt gewöhnlich zwischen 10 und 20 cm, selten darüber. Pyriteinschlüsse bzw. deren Verwitterungsprodukte sind nicht selten. Neben Taramelliceraten der *litocerum*-Gruppe treten Idoceraten auf, die die kennzeichnendsten Fossilien der wohlgeschichteten Kalke darstellen; im obersten und untersten Bereich kommen sie allerdings nicht vor (vgl. Abb. 16).

Die Obergrenze der Oberweiler Schichten wird da gezogen, wo sich Mergelbänke in größerer Mächtigkeit zum ersten Mal wieder einschieben. Die Kalke werden jetzt allmählich mergeliger. Dieser lithologische Wechsel drückt sich morphologisch meist als scharfe Geländekante aus. In den Referenz-Profilen liegt die Obergrenze oberhalb der Bank 229. Somit erreichen die Oberweiler Schichten hier eine Mächtigkeit von ca. 13 m. Diese Schichten können in schwankender Mächtigkeit nach SW und E erstaunlich weit aushalten (s. Abb. 11).

Schlittenharter Schichten

Ref.-Profil: Profil Schlittenhart, R: 44 09 76 / H: 54 26 74.
(Nr. 14 in Abb. 14; Nr. 48 in SCHMIDT-KALER 1962a; Abb. 7 und 8 in STROBEL 1963.)

Beschreibung: Dem lithologischen Gesamthabitus nach nehmen die aus Mergeln, Mergelkalken und Kalken zusammengesetzten Schlittenharter Schichten eine vermittelnde Stellung zwischen den Heidenheimer und den Gelbebürg-Schichten ein: Sie sind kalkiger als die ersten und mergeliger als die zweiten. Die Farbe des Gesteins ist aschgrau mit einem leichten Stich ins Graugrüne; der Bruch ist vorwiegend rauh. Die Mergellagen sind meist blätterig und enthalten wie auch die Mergelkalk- und Kalkbänke zahlreiche Fossilien. Charakteristisch ist vor allem das Auftreten von *Sutneria platynota*.

Eine Abgrenzung gegen die hangenden Degersheimer Schichten konnte im Referenz-Profil sowie im übrigen Hahnenkamm nicht vorgenommen werden, da die Schichtserien von Bank 240 bis 256 nicht aufgeschlossen sind. Nach den Profilangaben von SCHMIDT-KALER (1962a, Abb. 3) endet die typische Ausbildung der Schlittenharter Schichten im Treuchtlinger Bereich mit dem letzten starken Mergel zwischen Bank 251 und 252. Somit läßt sich für die Schlittenharter Schichten eine Gesamtmächtigkeit von 7—7,5 m am Hahnenkamm errechnen. Sie schwankt ost- und westwärts nur gering (s. Abb. 11).

Degersheimer Schichten

Ref.-Profile: Profil am Dürrenberg E Heidenheim, R: 44 09 32 / H: 54 31 80.
Profil S Degersheim, R: 44 10 48 / H: 54 29 14.
Profil am Efferaberg SW Degersheim, R: 44 08 90 / H: 54 28 54.
(Nr. 8 und 11—12 in Abb. 14; Nr. 49—51 in SCHMIDT-KALER 1962a; Nr. 3—5 in STROBEL 1963, Abb. 9.)

Beschreibung: In ihrer Gesamtheit stellen die Degersheimer Schichten einen kalkigen Schichtkomplex dar, in dem die Mergel und Mergelkalke jedoch nicht ganz verschwinden wie in den Oberweiler Schichten. Lediglich die obersten 3—4 m sind nahezu mergelfrei.

Etwa die untere Hälfte der Degersheimer Schichten ist am Dürrenberg E Heidenheim gut aufgeschlossen. Bereits GÜMBEL (1891, 244) und später WEGELE (1929, 170) haben die lithofazielle Ausbildung und den Fossilinhalt dieses Aufschlusses eingehend und äußerst zutreffend beschrieben. Es herrschen hier graue, z. T. unebenschichtige und verhältnismäßig noch stark mergelhaltige Kalke vor, die einen meist rauhen Bruch aufweisen. Ihnen sind stets dünne, oft grünlich gefärbte Mergellagen zwischengelagert.

Die Fortsetzung des Profils, allerdings mit Ausfall einiger Bänke (295—303), findet sich am Efferaberg SW Degersheim. Der Übergang zu den fast mergelfreien Kalken vollzieht sich allmählich. Die Mergelzwischenlagen werden seltener und die Kalke etwas dickbankiger. Die Kalke selbst sind jetzt wesentlich heller als die liegenden und zerspringen in scharfkantige Splitter.

Die Degersheimer Schichten sind fossilreich; vor allem Ataxioceraten kommen sehr häufig vor, daher die frühere Bezeichnung „Polyploken-" oder „Ataxioceras-Schichten" (s. Tab. 3). Ihre obere Grenze wird durch die knolligen „Crussoliensis-Mergel" markiert. Die Mächtigkeit beträgt ca. 20 m.

Rohracher Schichten

Ref.-Profil: Profil am Steinbühl E Rohrach, R: 44 12 75 / H: 54 28 90.
(Nr. 13 in Abb. 14; Nr. 67 in SCHMIDT-KALER 1962a; Abb. 10 in STROBEL 1963.)

Beschreibung: An der Basis der Rohracher Schichten liegt eine ca. 1,50 m mächtige Mergelserie mit dünnen knolligen Kalkbänkchen eingeschaltet. Das ganze Mergelband ist fossilreich. Besonders häufig sind Perisphincten der *crussoliensis*-Gruppe. WEGELE (1929, 182) nannte diese Serie deshalb „*Crussoliensis*-Mergel" (vgl. auch Abb. 16).

Darüber folgt ein dichtgepacktes, ca. 4,50 m mächtiges Kalkpaket; dessen Kalke werden bis 50 cm dick, sind bräunlich gefärbt und brechen in scharfkantigen Splittern. Da in diesen Kalken *Aspidoceras uhlandi* häufig auftritt, werden sie von SCHMIDT-KALER (1962a, 10) als „Uhlandi-Kalke" bezeichnet (vgl. auch Tab. 3, Abb. 16).

Die Obergrenze der Rohracher Schichten wird mit dem Einsetzen der „Treuchtlinger Folge" gezogen. Die Basis-Bank dieser hangenden Folge ist erstens durch ihre große Dicke (ca. 1 m) und zweitens die reiche Schwammführung ausgezeichnet.

Alter und Korrelation der besprochenen Einheiten gehen aus Abb. 11 und 16 hervor. Festzuhalten ist, daß sich diese Einteilung nur auf die Bankfazies bezieht. Auch die Abbildungen sind auf diese Bankfazies bezogen.

Streitberger Schichten

Die dem „Impressa-Mergel" (= Heidenheimer Schichten) und dem „Werkkalk" (= Gelbebürg- und Oberweiler Schichten) eingelagerten Schwammbildungen bezeichnete Gümbel (1864, 54) als Streitberger Schichten.

Im Hahnenkamm-Gebiet treten derartige Bildungen, wie bereits einführend erwähnt, sehr beschränkt auf. Interessant ist, daß die Verschwammung hier schon in den höheren Lagen der Heidenheimer Schichten einsetzt. Ein kleiner Aufschluß ca. 800 m SE Spielberg (R: 44 06 63 / H: 54 34 55), der knapp 15 m über der Grenze Mittlerer/Oberer Jura liegt, zeigt einige unregelmäßig anschwellende und schwammführende Kalkbänke mit dicken Mergelzwischenlagen. Am N-Hang der Hahnenkammspitze und NW-Teil des Rechenbergs ragen graue, grusige und massige Kalke als schroffe Felsen heraus, die ihrer Lage nach den Gelbebürg- und teilweise auch den Oberweiler Schichten eingelagert sein dürften. Im Schotterbruch „Schneider" (Abb. 14, Nr. 1) reicht die Verschwammung bis in die Mitte der Oberweiler Schichten und scheint dann aufzuhören.

Schwämme, Brachiopoden und vor allem Kalkalgen (Aphanostromata) charakterisieren die Streitberger Schichten des Hahnenkammgebietes am meisten von allen Organismen.

6.3. Biostratigraphie

Seit A. Oppel gilt als Grundeinheit der (Bio-) Stratigraphie die Zone. Oppel verstand darunter eine „Schichte", ein „Bett" oder einen „Horizont, der an dem einen Orte durch ein Anzahl für ihn constanter Species markirt wird (und) auch in der entferntesten Gegend mit derselben Sicherheit wieder zu finden sei" (1856—1858, 3). Zur Abgrenzung der Zone ist es nötig, schreibt Oppel weiter, „die verticale Verbreitung jeder einzelnen Species an den verschiedensten Orten zu erforschen." Das ist zwar eine schwierige Aufgabe, aber nur so „kann eine genaue Vergleichung ganzer Systeme gesichert werden." Die Zone benannte Oppel nach einer einzigen Fossilart, die eine stellvertretende Rolle für die übrige Begleitfauna spielte.

Die so aufgefaßte und in der Tat nur unscharf abgrenzbare Zone hat in der Folgezeit Anlaß zu abweichenden Interpretationen gegeben (vgl. z. B. Arkell 1956 und Schindewolf 1960), die ihrerseits zu den noch heute anhaltenden Meinungsverschiedenheiten über die Prinzipien der Stratigraphie wesentlich beigetragen haben (vgl. u. a. Hedberg 1961 u. 1965; Hölder & Zeiss 1972; Laffitte et al. 1972; Schindewolf 1960 u. 1970; Walliser 1966; weitere Literatur in diesen Arbeiten zitiert).

Strittig ist vor allem, ob man der Zone eine chronologische Bedeutung (wie z. B. Schindewolf) oder nur einen formellen stratigraphischen Charakter (z. B. Hedberg) beilegen soll und ob es sinnvoll ist, den Zonenbegriff zu differenzieren, wie das die „International Subcommission on stratigraphic Terminology" (s. bei Hedberg) vorschlägt.

Wie diese Auseinandersetzungen auch ausgehen mögen, soviel steht bereits fest: das relative Alter von Schichtgliedern läßt sich bei dem heutigen Stand unseres Wissens durch biostratigraphische und lithostratigraphische Methoden am einfachsten ermitteln. Sind die Schichtglieder einheitlich ausgebildet, wie etwa die Schichtserie Gelbebürg- bis Rohracher Schichten in der Südlichen Frankenalb, so lassen sich beide Methoden anwenden, wobei die eine die andere ergänzt. Bei sehr differenzierten Faziesverhältnissen und über größere Distanzen ist ein Schichtvergleich allein auf die

Biostratigraphie angewiesen. Selbstverständlich darf dabei keine Exaktheit erwartet werden, denn auch leitende Arten, was B. ZIEGLER (1967) am Beispiel oberjurassischer Ammoniten deutlich zeigte, werden von den Umweltbedingungen mehr oder weniger stark beeinflußt, so daß ihre Lebenszeit von Ort zu Ort recht verschieden sein kann.

Ähnliches demonstriert auch die Abb. 13. Außer *Idoceras balderum*, das hier wie in Württemberg nur auf einige wenige Kalkbänke beschränkt ist, zeigen alle übrigen eine wesentlich kürzere vertikale Reichweite in Südfranken als in Württemberg. Vorausgesetzt, daß die von SCHMIDT-KALER (1962 a, 29) zwischen Bank 164 und 165 durch Bankverfolgung ermittelte Grenze mit der Weißjura α/β-Grenze in Württemberg zeitlich zusammenfällt, bedeuten diese verkürzten Reichweiten auch eine verkürzte Lebensdauer der betreffenden Arten (vgl. Abb. 12). Das „Erlöschen" des *Ep. bimammatum* z. B. scheint nach dem gegenwärtigen Stande in Südfranken ca. 10 m unter der „α/β-Zeitgrenze" (Bank 121; vgl. STREIM 1960, 5) zu liegen, in Schwaben dagegen steigt diese Art noch über die Grenze hinauf (vgl. GEYER & GWINNER 1964, 67). Noch deutlicher scheinen die zeitlichen Unterschiede im Vorkommen von *Idoceras planula* zu sein, obwohl dieses Fossil in gleichbleibender Fazies auftritt.

Worauf alle diese Unterschiede zurückzuführen sind, läßt sich im einzelnen Fall schwierig beantworten. Es ist nicht auszuschließen, daß ökologische Faktoren eine wesentliche Rolle dabei gespielt haben, wie etwa die geringere Meerestiefe, die ja durch die kalkigere Sedimentation in der Südlichen Frankenalb bezeugt wird. Doch die Hauptursache dürfte wohl an dem Fehlen von genau horizontierten Fossilaufsammlungen, vor allem in Württemberg, liegen. So sind dort die Angaben über die vertikale Reichweite von *Idoceras planula* (HEHL) sehr widersprüchlich. DIETERICH (1940, 4) gewann diese Art zuunterst 3—4 m über der α/β-Grenze und traf sie zum letzten Mal unterhalb des Niveaus von *Sutneria galar* (OPPEL). Er gibt eine Verbreitung an, die sich mit der in Südfranken gut deckt (vgl. Abb. 16).

Neuere Untersuchungen von KOERNER und GEYER haben jedoch zu einem anderen Ergebnis geführt. KOERNER (1963, 388) fand das erst *planula*-Exemplar unmittelbar über der α/β-Grenze und GEYER (1961 b, 107) das letzte in der „Ammoniten-Seife" an der β/γ-Grenze. Der Fund KOERNERS stammt aus den durch Schwammstotzen stark beeinflußten Profilen der Balinger Gegend, wobei nach SCHMIDT-KALER (1962 b, 10) mit Ausfall einiger Bänke und damit mit einer Störung des Zeitprofils gerechnet werden muß. GEYERS Angabe wurde bisher weder bestätigt noch dementiert.

Auch darüber, ob *Epipeltoceras bimammatum* (Qu.) in Württemberg gelegentlich die α/β-Grenze übersteigt, herrscht in der Literatur keine Einigkeit (vgl. DIETERICH in SCHMIDT-KALER 1962 b, 8; KOERNER 1963, 386—387; GEYER & GWINNER 1964, 67, Abb. 21). Eines ist jedenfalls sicher: *Epip. bimammatum* tritt in der „Schwammfazies" verhältnismäßig häufiger auf als in der Bankfazies (vgl. dazu noch: QUENSTEDT 1887—1888, 880; ENGEL 1908, 389; FISCHER 1913, 38). Insgesamt aber scheint diese Art äußerst selten zu sein. Schon deswegen ist *bimammatum*, wie bereits QUENSTEDT (1887—1888, 880) feststellte, als „Leitmuschel . . . nicht wohl zu benutzen".

Daß die besprochenen Umstände sowie die Zwischenlücken im örtlichen Vorkommen der gegenwärtig gültigen Zonenfossilien (s. Abb. 16) eine einwandfreie Anwendung des Zonenbegriffes im Sinne OPPELS erschweren, versteht sich von selbst. Außerdem ist die Begleitfauna hier viel zu langlebig (z. B. die Perisphincten, Aspidoceraten und Amoeboceraten) und zu variabel (z. B. Taramelliceraten), als daß sie sich als Hilfsmittel bei der Abgrenzung der Zone eignet.

Die biostratigraphische Grenzziehung erfolgte bislang meistens auf die Weise, daß man eine Zone mit der nächstfolgenden lithofaziellen Grenze oder mit dem Einsetzen des nächstjüngeren Zonenfossils enden ließ (vgl. u. a. WEGELE 1929, 199; SCHMIDT-KALER 1962 b, 9 ; GEYER 1961 a, 110; HÖLDER 1964, 7). Der Gebrauch einer derart abgrenzbaren Zone bringt aber zwei Gefahren mit sich: einmal wird die lokale Lebensdauer der Leitformen vorgetäuscht und zum anderen entsteht der Eindruck, daß die lithofaziellen Grenzen auch Zeitgrenzen sind. Natürlich sind die Fehler dabei nicht allzu groß, aber immerhin meßbar.

Ein gutes Beispiel hierfür liefert die Zone der *Sutneria platynota* (REINECKE), so wie sie heute im Süddeutschen Raum abgegrenzt wird. SCHMIDT-KALER (1962 a, 36), der den lithologischen Bankvergleich mit Württemberg herstellte, konnte nachweisen, daß *Sutneria platynota* auf der östlichen Schwäbischen Alb erstmals in Bank 233, auf der westlichen Südfränkischen Alb dagegen erst in Bank 234 auftritt. Als Deutungsmöglichkeit für dieses zeitlich verschiedene Auftreten nimmt SCHMIDT-KALER ein Wandern der Art von W nach E an, zumal *S. platynota* im östlichen Teil der Südlichen Frankenalb in Bank 234 a, also noch höher, zum ersten Mal gefunden wurde (vgl. STREIM 1960, 6). Die Untergrenze der Zone („Malm Beta/Gamma-Grenze" = Oxfordien/Kimmeridgien-Grenze) legte er damals, wie auch 1969, trotzdem für die ganze Südliche Frankenalb unter Bank 234, also etwas über das Erstauftreten der Art in Württemberg. Die Obergrenze zog derselbe Autor (1962 a, 9) faziell über dem Mergel zwischen Bank 251 und 252, obwohl das Leitfossil in den obersten Bänken nicht vorkommt.

Eine ebenso willkürliche Abgrenzung nach oben erfährt die *platynota*-Zone in Württemberg. Der Weißjura γ wurde dort zuletzt von GEYER (1961) eingehend untersucht und litho- und biostratigraphisch neu in drei Abteilungen gegliedert. Die Zone der *Sutneria platynota* beschränkt GEYER nur auf den unteren Teil (Weißjura Unter-γ), trotz seiner Angabe (1961 a, 141, Tab. 107), daß die Leitart mit „vereinzelten Exemplaren" höher reicht und obwohl sie sich mit dem nächstjüngeren Zonenfossil, *Ataxioceras hypselocyclum*, n i c h t überschneidet.

In Anbetracht dieser Tatsache und der bestehenden Unsicherheiten hinsichtlich der Vertikalerstreckung der Zonenfossilien verzichten wir hier auf eine Zonenabgrenzung und bezeichnen den Schichtstoß, in dem eine Leitart nachgewiesen vorkommt, als N i v e a u der betreffenden Leitart. Den dafür von ARKELL (1956, 5) vorgeschlagenen Begriff „Teilzone" können wir schlecht gebrauchen, da meist überhaupt nicht sicher ist, ob tatsächlich nur ein Teil und nicht die ganze Zone vorhanden ist; so z. B. bei der *plicatilis*-Zone (s. unten).

Die folgenden Ausführungen legen also den derzeitigen Stand unserer Kenntnisse dar, im Hinblick auf die in der Südlichen Frankenalb einwandfrei feststehende vertikale Verbreitung der Indexfossilien und jener Arten, die eine stratigraphische Bedeutung haben. Einen Überblick hierfür vermittelt Abb. 16.

6.3.1. N i v e a u d e s *P e r i s p h i n c t e s p l i c a t i l i s*

In den Hahnenkamm-Profilen P. DORNS (1939, Prof. 1 und 2) und G. H. WAGNERS (1963, 194) beginnt der Obere Jura mit glaukonitischen Mergeln und Mergelkalkknollen von über 50 cm Mächtigkeit. Während die Mergel fossilarm sind, enthalten die bis 10 cm dicken Glaukonitknollen eine reiche Cephalopodenfauna. Bekannt und interessant sind aus dieser Lage vor allem die Perisphincten der *plicatilis*- und *wartae*-Gruppe, wie:

Per. (Ar.) plicatilis (SOWERBY), *Per. (Ar.) helenae* DE RIAZ, *Per. (Dichot.) wartae* BUKOWSKI, *Per. (Dichot.) stenocycloides* SIEMIRADZKI, *Per. (Dichot.) elisabethae* DE RIAZ, *Per. (Per.) martelli* (OPPEL) und *Per. (Per.) chloroolithicus* (GÜMBEL) (vgl. GÜMBEL 1891, 116; P. DORN 1939, 165—167; SCHAIRER 1963, 34; NITZOPOULOS 1968, 28).

Anhand dieser Fauna sind die Glaukonitkalkknollen, die an der Basis der Heidenheimer Schichten liegen und in der Literatur als „Glaukonitkalkbank" bezeichnet werden, in die *plicatilis*-Zone und damit in das untere Mittel-Oxfordien (s. GYGI 1969, Tab. 9) zu stellen. Ob diese Zone viel weiter ins Hangende reicht oder ob sie sich nur auf die „Glaukonitkalkbank" beschränkt, ist noch unbekannt. GÜMBEL erwähnt zwar die Arten *plicatilis* und *martelli* aus den über der „Glaukonitkalkbank" liegenden „Impressa-Mergeln" (= Hauptanteil der Heidenheimer Schichten), fixiert diese aber im Profil nicht genau.

Unbekannt ist ebenfalls, ob die unterlagernden fossilarmen Glaukonitmergel noch zur *plicatilis*-Zone gehören. P. DORN stellte sie, ebenso wie die „Glaukonitkalkbank", in die *perarmatum*- und (?) *transversarium*-Zone. Beide (Sub-) Zonen sollen nach ZEISS (1962, 162) der englischen *plicatilis*-Zone entsprechen. ZEISS (1957, 194) selber ordnete die glaukonitischen Mergel aufgrund lithologischer Vergleiche mit den „Grenztonen" von Blumberg (Südbaden) der *cordatum*-Zone und somit dem obersten Unter-Oxfordien zu. Das für die Zone charakteristische *Cardioceras cordatum* (SOWERBY) wurde allerdings in der Südlichen Frankenalb bisher noch nicht gefunden. DORN gibt aus diesen Mergeln lediglich einen *Hibolites hastatus* (BLAINVILLE) an, der bereits im Callovien einsetzt und fast den gesamten Oberen Jura durchquert.

Auf jeden Fall beginnt der Obere Jura in der Südlichen Frankenalb mit einer Schichtlücke, die sehr wahrscheinlich das ganze Unter-Oxfordien umfaßt.

6.3.2. Niveau des *Amoeboceras alternans*

Über die vertikale Verbreitung von *Amoeboceras alternans*, das im Süddeutschen Jura seit SALFELD (1915) als Leitfossil für die „Impressa-Mergel" gilt, herrscht bis heute noch keine Klarheit. Der Grund dafür liegt eindeutig darin, daß in diesem Schichtkomplex wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse keine planmäßigen Aufsammlungen vorgenommen werden können. Schon GÜMBEL (1891) und WEGELE (1929) bedauerten diesen Umstand.

Im übrigen scheint das „Leitfossil" dieser Schichten sowie das sehr ähnliche *Amoeboceras ovale* (Qu.) äußerst selten zu sein. Eigene Aufsammlungen an der Referenz-Lokalität der Heidenheimer Schichten haben trotz intensiven Suchens keine Amoeboceraten-Funde erbracht. Beide Arten werden aber von den im S angrenzenden Gebieten angeführt (vgl. SCHAIRER 1963, 65; STROBEL 1963, 26).

Auch im älteren Schrifttum wird „*Ammonites alternans* v. BUCH" aus den „Impressa-Mergeln" der Südlichen Frankenalb öfters zitiert; so z. B. aus der Weißenburger Gegend von OPPEL (1863, 174), WAAGEN (1864, 140) und GÜMBEL (1891, 120). Alle drei lassen diese Form bis in die Zone des *Ammonites tenuilobatus* hineinreichen. Da die Art-Fassung bei diesen Autoren wohl jüngere Amoeboceraten-Arten einschließt, sind ihre Angaben für die Abgrenzung der *alternans*-Zone kaum zu gebrauchen. Lediglich die Untersuchungen von WEGELE (1929, 138) und SCHMIDT-KALER (1962b, 11) können darüber einige Hinweise geben. Beide fanden *alternans* und auch *ovale* in einzelnen Exemplaren über der faziellen Mergel/Kalk-Grenze, nämlich

in der „*Bimammatum*-Zone". SCHMIDT-KALER (1962 b, 8) gibt ein aff. *alternans* aus Bank 98 und ein cf. *ovale* aus Bank 111 an. Eine ähnliche Verbreitung scheinen diese Arten auch in Württemberg zu haben. U. KOERNER (1963, 344) fand sie dort „im Anstehenden nur im Oberen Weißen Jura *α*", wo sie sich mit *Epipeltoceras bimammatum* überschneiden (vgl. Abb. 13).

Ein Überschneiden dieser Arten wird auch aus dem südlichen Jura-Gebirge angegeben (vgl. HÖLDER 1964, 134; GYGI 1969, 107). Aus diesem Grund wird *Amoeboceras alternans* dort nicht mehr als Zonen-Index verwendet. Für den entsprechenden Schichtenstoß zwischen der *transversarium-Zone* (= obere Subzone der *plicatilis*-Zone, s. oben) und der *bimammatum*-Zone hat ENAY 1964 (zit. nach ENAY 1966, 265) als Leitfossil den *Perisphinctes (Dichotomoceras) bifurcatus* (Qu.) vorgeschlagen. Dieser ist nach ENAYs Angaben (vgl. dazu auch HÖLDER 1964, 134) eine wichtige Leitform der englischen *cautisnigrae*-Zone, die nach CALLOMON (1964, 289) das untere Ober-Oxfordien repräsentiert.

Eine ähnliche biostratigraphische Gliederung des untersten „Malm" gibt ZEISS (1966, 109) aus der Nördlichen Frankenalb an. Er scheidet im Profil „Feuerstein" zwischen den glaukonitischen Kalkbänken der *plicatilis*-Zone und den Schichten mit *Epipelt. berrense* eine *cautisnigrae*- bzw. *bifurcatus*-Zone aus und stellt sie ins mittlere Mittel-Oxfordien (s. ZEISS, S. 110).

Da die „Plicatilis-" und „Berrense-Schichten" (s. unten) in der ganzen Frankenalb weitverbreitet und fossilmäßig gut belegt sind, ist anzunehmen, daß die Heidenheimer Schichten über der „Glaukonitkalkbank" der *bifurcatus*-Zone angehören. Diese Vermutung hat auch ZEISS (1962, 163) geäußert, doch der faunistische Nachweis blieb in der Südlichen Frankenalb, im Gegensatz zur Nördlichen, bis heute aus. Die bereits als typisch für die Heidenheimer Schichten erwähnte Zwergfauna (vgl. S. 91) hat nur geringe stratigraphische Bedeutung, zumal sie in wenigen und schlecht erhaltenen Exemplaren vorliegt. Trifft die biostratigraphische Einstufung der Heidenheimer Schichten zu, so repräsentieren diese das gesamte Mittel-Oxfordien. Hierin folgen wir GYGI (1969), der aufgrund detaillierter Ammonitenuntersuchungen das Mittel-Oxfordien im Gegensatz zu CALLOMON und ZEISS mit der Obergrenze der *bifurcatus*-Zone enden läßt.

6.3.3. Niveau des *Epipeltoceras bimammatum*

Epipeltoceras bimammatum wurde von A. OPPEL (1863, 175) zum Repräsentanten einer Zone erklärt, die den unteren und mittleren Teil der „Wohlgeschichteten Betakalke" QUENSTEDTS umfassen sollte. Sorgfältige Aufsammlungen zeigten später, daß das tatsächliche Vorkommen der Art wesentlich tiefer liegt, als OPPEL vermutete. So begrenzen es heute in Württemberg z. B. DIETERICH (1940, 4) und KOERNER (1963, 386) auf die untersten Bänke von Weißjura *β*, lassen es aber noch ein gutes Stück — mit unbestimmter Untergrenze — ins *α* hinunterreichen. Auf ein ähnliches Ergebnis kamen früher QUENSTEDT (1888, 880), ENGEL (1908, 389) und FISCHER (1913, 38). Aus ihren sowie DIETERICHS und KOERNERS Berichten geht übereinstimmend hervor, daß *Epipeltoceras bimammatum* in der verschwammten Fazies häufiger auftritt als in der reinen Bankfazies.

Auch in der Südlichen Frankenalb, wo die Verschwammung nur eine untergeordnete Rolle spielt, stellte WEGELE (1929, 139) fest, daß *Epip. bimammatum* äußerst selten erscheint und nicht bis zur „Grenze" *bimammatum/planula*-Zone (sensu auct.)

reicht. Eine ähnliche Feststellung machte W. STREIM (1960, 5). Er konnte im Gebiet um Beilngries das typische *bimammatum* in sehr wenigen Exemplaren nur aus Bank 108 a und 121 gewinnen. Tiefer fand es STREIM nicht mehr. Dafür traf er aber — und zwar häufiger — das recht ähnliche *Epip. berrense* (FAVRE), das nach SCHMIDT-KALER (1962 a, 30), SCHULER (1965, 3) und ZEISS (1966, 106) eines der wichtigsten Leitfossilien des „Oberen Malm Alpha" in Franken darstellen soll. Nach genaueren Aufsammlungen beschränkten STREIM und SCHMIDT-KALER das Vorkommen von *berrense* auf die Bänke 88 bis 100. SCHMIDT-KALER bezeichnet diesen Bankbereich als „Berrense-Schichten" und betrachtet ihn als einen selbständigen faunistischen Profilabschnitt.

Dem kann jedoch nicht beigepflichtet werden, da HÖLL (1961, 43), DRIESSLE (1962, 26) und STRIEBEL (1963, 14) *bimammatum*-Funde aus den Bänken 87—108 anführen. DRIESSLE gibt sogar aus Bank 90 sowohl ein *Epip. bimammatum* als auch ein *Epip. berrense* an. Alle diese Funde stammen aus dem Nennslinger Gebiet, in dem bereits WEGELE (1929, 139) *bimammatum* recht häufig auffand. Bei der Überprüfung des von HÖLL, DRIESSLE und STRIEBEL aufgesammelten Materials zeigte sich aber, daß die betreffenden Exemplare weder *Epip. bimammatum* noch *berrense* eindeutig zugeordnet werden können. Aufgrund ihrer flachen Flanken und kräftigen, z. T. „zitzenförmigen" Außenknoten stehen sie dem ersteren zweifellos viel näher als dem zweiten. Sie unterscheiden sich aber vom Holotypus zu QUENSTEDTS (1857, 616, Taf. 76, Fig. 9) „*Ammonites bimammatus*" durch die etwas dichtere Berippung und das Fehlen von kleinen, spitzen Knoten an der Nabelkante. Doch QUENSTEDT selbst bildet in seinem späteren Werk „Die Ammoniten des Schwäbischen Jura" unter anderem auch solche Exemplare ab, die keine Nabelknoten und auch keine runden, sondern längliche Außenknoten haben wie die zur Debatte stehenden Formen (vgl. QUENSTEDT 1888, Taf. 95, Fig. 1 u. 8—10). Diese Unterschiede reichen nach QUENSTEDTS (1888, 881 ff.) Angaben nicht aus, um die „Bimammaten" weiter aufzugliedern. Das Interessanteste dabei ist allerdings, daß ENAY (1962, 55) die QUENSTEDTschen Figuren 1 und 8 bei *Epip. bimammatum* beläßt, wogegen SCHMIDT-KALER diese (1962 a, 31, Taf. 3, Fig. 2—3) in die Nähe des *Epip. berrense* stellt. Daraus wird deutlich, wie schwierig und sehr individuell die artliche Abgrenzung von *bimammatum* gegen *berrense* ist. Derartige unvermeidlichen Unsicherheiten bei der Abgrenzung dieser Arten bestehen nach v. FREYBERG (1966, 36) deshalb noch, weil bisher „nicht alle Funde einem Spezialisten gemeinsam vorlagen."

Das Problem der Artabgrenzung wird weiter dadurch erschwert, daß verschiedentlich mehrere Unterarten einer Art, dazu weitere Arten der gleichen Gattung, jeweils nur auf wenigen Exemplaren fußend, aus der gleichen Bank angegeben werden (s. z. B. ENAY 1962, Tab. 1). Diese Tatsache widerspricht kategorisch den natürlichen Gegebenheiten und verlangt nach einer Revision der Gattung.

Zusammenfassend darf gesagt werden, daß die von SCHMIDT-KALER ausgeschiedenen „Berrense-Schichten" keine selbständige biostratigraphische Einheit bilden, da *Epip. bimammatum* bereits an ihrer Basis einsetzt. Ob *bimammatum* in der Südlichen Frankenalb über Bank 121 auftritt, ist noch unbekannt.

6.3.4. Niveau des *Idoceras planula*

Idoceras planula (HEHL) wurde im Jahre 1908 von TH. ENGEL zum Leitfossil einer selbständigen biostratigraphischen Einheit vorgeschlagen. ENGEL (S. 404) schied zwischen der Zone des „*Ammonites bimammatus*" (= Unter-β Qu.) und der des „*A.*

Reineckianus" (= Grenzschichten β/γ Qu.) eine Zone des „*A. planula*" aus, die das Ober-β QUENSTEDTS umfaßt. Bemerkenswert ist dabei, daß ENGEL *Sutneria galar* (OPPEL) nicht zu der *planula*-Zone rechnete, wie es heute allgemein der Fall ist.

Über die Unstimmigkeiten der Vertikalerstreckung von *Idoceras planula* in den „Wohlgeschichteten Kalken" QUENSTEDTS und über die eventuellen Unterschiede im stratigraphischen Vorkommen der Art zwischen Württemberg und der Südlichen Frankenalb wurde bereits auf S. 86 berichtet (vgl. auch Abb. 13).

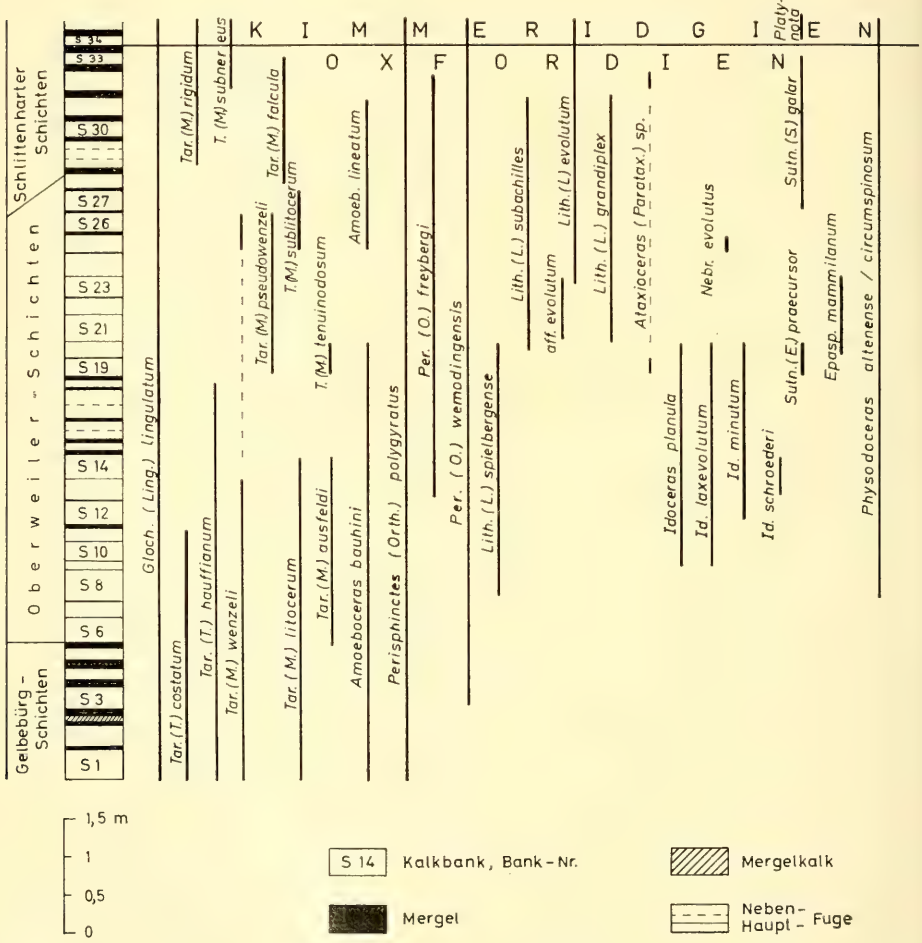


Abb. 15. Vertikale Verbreitung der Ammoniten-Fauna im „Schneider"-Steinbruch.

Fig. 15. "Schneider" quarry section: vertical distribution of cephalopods.

In der Südlichen Frankenalb reicht *Idoceras planula* nach SCHMIDT-KALER (1962 b, 10) von Bank 182 bis 208 und kommt besonders häufig in den Bänken 184—188, 193—195 und 207—208 vor. Eigene Untersuchungen in den zugänglichen Profilen nördlich Heidenheim haben das gleiche Ergebnis erbracht. Tiefer als Bank 182 konnte die Art in ihrer typischen Ausbildung in den Aufschlüssen auf dem Militärgelände trotz intensiver Suche nicht mehr angetroffen werden. Die Bänke 176 und 181

lieferten aber hier etliche eigenartige Ammoniten-Exemplare, deren paläontologische Zuordnung Schwierigkeiten bereitet (vgl. S. 75). Sie stehen aufgrund ihrer Skulptur der Gattung *Idoceras* zweifellos am nächsten, stimmen jedoch mit keiner der bisherigen bekannten *Idoceras*-Spezies überein. Im „Schneider"-Profil wurden derartige Funde nicht gemacht. Hier setzt *Id. planula* mit Bank S 9 ein und reicht durchgehend bis Bank S 20 hinauf. Höher erscheint es nicht mehr (vgl. Abb. 15). In Bank S 19 und S 20 fanden sich mit *planula* zusammen in auffallend großer Individuenzahl *Taramelliceras tenuinodosum* (Wegele) und *Sutneria praecursor* Dieterich. Diese zwei leicht erkennbaren Formen wurden von Schmidt-Kaler (1962 b, Abb. 2) in lithologisch gut parallelisierbaren Profilen ebenfalls in reicher Fülle und vertikal sehr beschränkt (Bank 206—208) angetroffen. Daraus folgernd entsprechen die Bänke S 19 — S 20 den Bänken 206—208, in denen *Idoceras planula* auch zum letzten Mal auftritt (vgl. Abb. 18). Das Niveau des *Id. planula* ist somit scharf faßbar und hat nur für den mittleren Bereich (ca. 6 m) unserer Oberweiler Schichten Leitwert.

Als wichtigste Begleitformen von *planula* erweisen sich drei weitere Spezies derselben Gattung: das dem *planula* sehr ähnliche *laxevolutum* (Fontannes), das eng genabelte *schroederi* Wegele und das ebenfalls eng genabelte, aber kleinwüchsige *minutum* Dieterich. Alle drei sind auf das *planula*-Niveau beschränkt und haben mehr oder weniger eine ähnliche Vertikalverbreitung wie *Id. planula* (vgl. Abb. 16). Mit Ausnahme von *minutum*, das vor allem in den Bänken S 18 — S 20 die Art *planula* zahlenmäßig übertrifft, kommen *laxevolutum* und besonders *schroederi* wesentlich seltener als die Indexart vor. Die übrige Begleitfauna, außer *Sutneria praecursor* und *Taramelliceras tenuinodosum*, hat keine stratigraphische Bedeutung für die Fixierung des *planula*-Niveaus, da diese auch höher bzw. tiefer noch aufzufinden ist.

6.3.5. Niveau der *Sutneria galar*

Das Vorkommen von *Sutneria galar* (Oppel) ist sowohl in der Südlichen Frankenalb als auch in Württemberg (vgl. u. a. Dieterich 1940, 5) auf einen sehr eng begrenzten Bereich beschränkt und deshalb als Bezugshorizont für biostratigraphische Korrelationen von großer Bedeutung.

Der erste horizontierte Fund in der Südlichen Frankenalb stammt aus Bank 222—223 (vgl. Schmidt-Kaler 1962a, 10) und der letzte aus einer unter dem Erstauftreten von *Sutneria platynota* (Reinecke) liegenden Bank, die nach Schmidt-Kaler (1969, 75) die Nr. 233, nach Schairer (1967, Abb. 59) dagegen die Nr. 232 tragen soll (vgl. auch S. 102). Die eigenen Untersuchungen im „Schneider"-Profil können darüber keinen Hinweis geben, denn dieses Profil läßt sich nicht Bank für Bank parallelisieren. *Sutneria galar* setzt hier mit einigen Exemplaren in Bank S 27 ein, stellt in den Bänken S 29 — 31 mit *Taramelliceras falcula* (Qu.) zusammen den Hauptbestandteil des Fossilinhalts und kommt anschließend bis Bank S 33 wieder selten vor. In der darüber liegenden Mergellage wurde sie nicht mehr angetroffen (vgl. Abb. 15). Sie ist also im Hahnenkammbereich leitend für die obersten Oberweiler Schichten und den tiefsten Teil der hangenden Schlittenharter Schichten (vgl. Abb. 16).

Die charakteristische Begleitfauna aus diesem Bereich bilden die kleinwüchsigen *Taramelliceraten*, wie *Tar. pseudowenzeli* (Wegele) und *Tar. falcula* (Qu.), die der *litocerum*-Gruppe angehören. Überhaupt zählen die durch „alle möglichen Über-

gänge" (WEGELE 1929, 22) verbundenen Kleinformen dieser Gruppe (vgl. S. 60) zu den weitaus häufigsten Versteinerungen der Oberweiler Schichten. Interessant in diesem Zusammenhang ist, daß DIETERICH (1940, 8—9) anhand dieser Fauna eine biostratigraphische Dreiteilung des oberen Weißjura Beta in Württemberg vornahm. Er unterschied hier von oben nach unten:

1. Zone der *„Oppelia falcula"* mit u. a. *Sutneria galar, Perisphinctes* (O.) *tiziani* (OPPEL, *Lithacoceras (L.) grandiplex* (Qu.) und *Amoeboceras lineatum* (Qu.);

2. Zone der *„Oppelia wenzeli"* mit vor allem *Tar. sublitocerum;*

3. Zone der *„Oppelia tenuinodosa"*, in der *Idoceras planula, schroederi* und *minutum* reichlich auftreten.

Ein Vergleich mit der vertikalen Verteilung der Ammoniten im „Schneider"-Profil zeigt (vgl. Abb. 15), daß diese Gliederung DIETERICHS im großen und ganzen gut zu gebrauchen ist. Nur *Tar. wenzeli* in seiner markanten sparsamen Rippenführung kommt hier nicht so zahlreich vor, wie in Württemberg. Als Ersatz dafür tritt die sehr ähnliche Art *Tar. pseudowenzeli* auf.

6.3.6. Niveau der *Sutneria platynota*

In Süddeutschland läßt sich von allen biostratigraphischen Grenzen des Oberen Jura die Grenze zwischen der *galar-* und *platynota*-Zone (Grenze Oxfordien-Kimmeridgien) am saubersten erfassen, da die Ablösung von *Sutn. galar durch Sutn. platynota* ziemlich sprunghaft erfolgt (vgl. Abb. 15; u. a. auch DIETERICH 1940, 5; SEIBOLD 1950, 297; SCHMIDT-KALER 1962b, Abb. 2; HAFNER 1969, 206). Zusammen konnten die beiden Leitarten noch nie gefunden werden. Literaturnotizen, wonach beide Arten zusammen vorkommen sollen, wurden von v. FREYBERG (1966, 42) im einzelnen besprochen und eindeutig widerlegt. Genau horizontierte Funde von *Sutn. platynota* sind bisher durch STREIM (1960), BECHER (1960), SCHMIDT-KALER (1962a und b) und SCHAIRER (1967) bekannt geworden.

Wie erwähnt (vgl. S. 96), tritt *Sutn. platynota* nach SCHMIDT-KALER (1962a, 36) in der östlichen Schwäbischen Alb (Bank 233) angeblich etwas früher auf als in der Südlichen Frankenalb (Bank 234). Als Deutungsmöglichkeit hierfür wird von SCHMIDT-KALER eine Einwanderung der Formen von W her vorgeschlagen. Inzwischen haben die Untersuchungen von SCHAIRER (1967, 8—11) eindeutig gezeigt, daß *Sutn. platynota* auch in der Südlichen Frankenalb (Gebiet Ursheim, Weißenburg) in Bank 233 auftritt. „Ein Wandern der Art von W nach E ist demnach nicht nachzuweisen (SCHAIRER (1967, 113).

Nun nimmt SCHMIDT-KALER (1969, 75) an, daß es sich hier nicht um Bank 233, sondern um Bank 233 (1) handelt, „soweit sich die Angaben SCHAIRERS in die Profile einpassen lassen. Diese Bank keilt jedoch nach E aus, so daß die Grenze dort weiterhin zwischen Bank 233 und 234 liegt". Dazu schreibt SCHAIRER 1970, 169: „Ein Vergleich der Profile bei SCHMIDT-KALER (1962, Profil 41, Ursheim Ost) und SCHAIRER (1967, Ursheim U 1) zeigt, daß zu einer genauen Zuordnung wohl eine intime Kenntnis der Parallelisierungsmethoden Voraussetzung ist". Es wird hierdurch deutlich, daß es ziemliche Unsicherheiten bei der Bankparallelisierung über weite Strecken gibt, die unter Umständen zu falschen Resultaten führen.

Sutneria platynota setzt also in der Südlichen Frankenalb mit der Bank 233 ein und reicht nachgewiesen bis Bank 248/249 (vgl. SCHAIRER 1967, 113), d. h. etwa 1 m unter die fazielle Grenze Schlittenharter/Degersheimer Schichten.

Auskunft über die Begleitfauna von *Sutneria platynota* geben vor allem die speziellen Untersuchungen von SCHAIRER (1967; 1968; 1970; 1972) und WEGELE (1929). Hervorzuheben ist dabei der Versuch SCHAIRERS, die *platynota*-Zone mit Hilfe von Perisphinctiden (*Ataxioceras, Rasenia* und *Sutneria*) weiter zu untergliedern.

6.3.7. Niveau des *Ataxioceras hypselocyclum*

Außer WEGELES (1929) Untersuchungen existieren für die Südliche Frankenalb keine neueren Arbeiten über den Fossilinhalt der Degersheimer und der darauf folgenden Rohracher Schichten.

WEGELE gliederte diesen Schichtkomplex faunistisch in zwei Zonen: in die des *Ataxioceras suberinum* (v. AMMON) und die des „*Oecotraustes*" *dentatus* (REINECKE). Die Grenze zwischen den Zonen legte er etwa in die Mitte der Degersheimer Schichten (vgl. Taf. 3). Da aber die von WEGELE (1929, Taf. 9, Fig. 1—2) als *Atax. suberinum* bezeichneten Formen nicht zu dieser Art gehören (vgl. GEYER 1961 a, 138) und „*Oecotraustes*" *dentatus* noch in die „Delta-Kalke" hineinreicht (vgl. WEBER 1941, 56; ZIEGLER 1958, 178), sind die genannten Leitarten als Zonenfossilien unbrauchbar (GEYER 1961 a, 137—138). Als Ersatz dafür schlug GEYER (1961 a, 140 ff.) *Ataxioceras hypselocyclum* und *Katroliceras* (*Crussoliceras*) *divisum* (Qu.) vor, wobei die erste Form für „Mittel-γ" und die andere für „Ober-γ" leitend sein soll.

Die vertikale Verbreitung dieser Leitarten ist in der Südlichen Frankenalb noch viel zu wenig bekannt. Außerdem scheinen beide Arten sehr selten zu sein. WEGELE fand bei seinen umfangreichen Geländeaufsammlungen nur einige Exemplare von *Ataxioceras hypselocyclum* und diese alle ausschließlich in der „*suberinum*-Zone". Seine Angaben enthalten allerdings keine genauen Bankbezeichnungen. Ob das Fossil hier höher reicht als in Württemberg (vgl. GEYER 1961 a, 142), ist unsicher.

Katroliceras divisum, das nächst höhere Zonenfossil, wird bei WEGELE nicht erwähnt. Auch der übrigen einschlägigen Literatur für die Südliche Frankenalb konnte hierüber nichts entnommen werden. Nur STROBEL (1963, 36) gibt aus dem unmittelbar über den „Crussoliensis-Mergeln" liegenden dünngebankten Schichtpaket einen *divisum*-Fund an. Es sind also genauere Untersuchungen erforderlich, um zu zeigen, inwieweit *divisum* und auch *hypselocyclum* wirklich Leitwert besitzen.

6.3.8. Niveau des *Aspidoceras uhlandi*

Einen besseren Leitwert als das äußerst seltene *Katroliceras divisum* hat in der Südlichen Frankenalb *Aspidoceras uhlandi* (OPPEL). WEGELE (1929, 189) traf es mit *Idoceras balderum* zusammen an und beschränkte beide auf den oberen Teil der „*dentatus*-Zone", d. h. auf die Kalkbänke oberhalb der „Crussoliensis-Mergel". Auch STREIM (1961, 12) machte ähnliche Feststellungen. Er fand *Asp. uhlandi* recht häufig von den „Crussoliensis-Mergeln" bis in die Bank 371. Da die Hauptverbreitung des Leitfossils im oberen Teil der Rohracher Schichten liegt (vgl. Abb. 16), sollen die entsprechenden Bänke nach SCHMIDT-KALER (1962 a, 10) als „Uhlandi-Kalke" erfaßt werden.

In ganz bestimmten Bänken innerhalb der „Uhlandi-Kalke" tritt selten *Idoceras balderum* (OPPEL) auf. Diese Form wurde schon früher (vgl. GÜMBEL 1891, 107; ENGEL 1908, 403) für Leitzwecke gern verwendet. Horizontierte Funde meldete bisher nur STROBEL (1963, 38). Er konnte im Hahnenkammgebiet einige Exemplare den Bänken 366 und 367/368 entnehmen. Auf die stratigraphische Bedeutung dieser Funde hat bereits BARTHEL (1963, 32) hingewiesen.

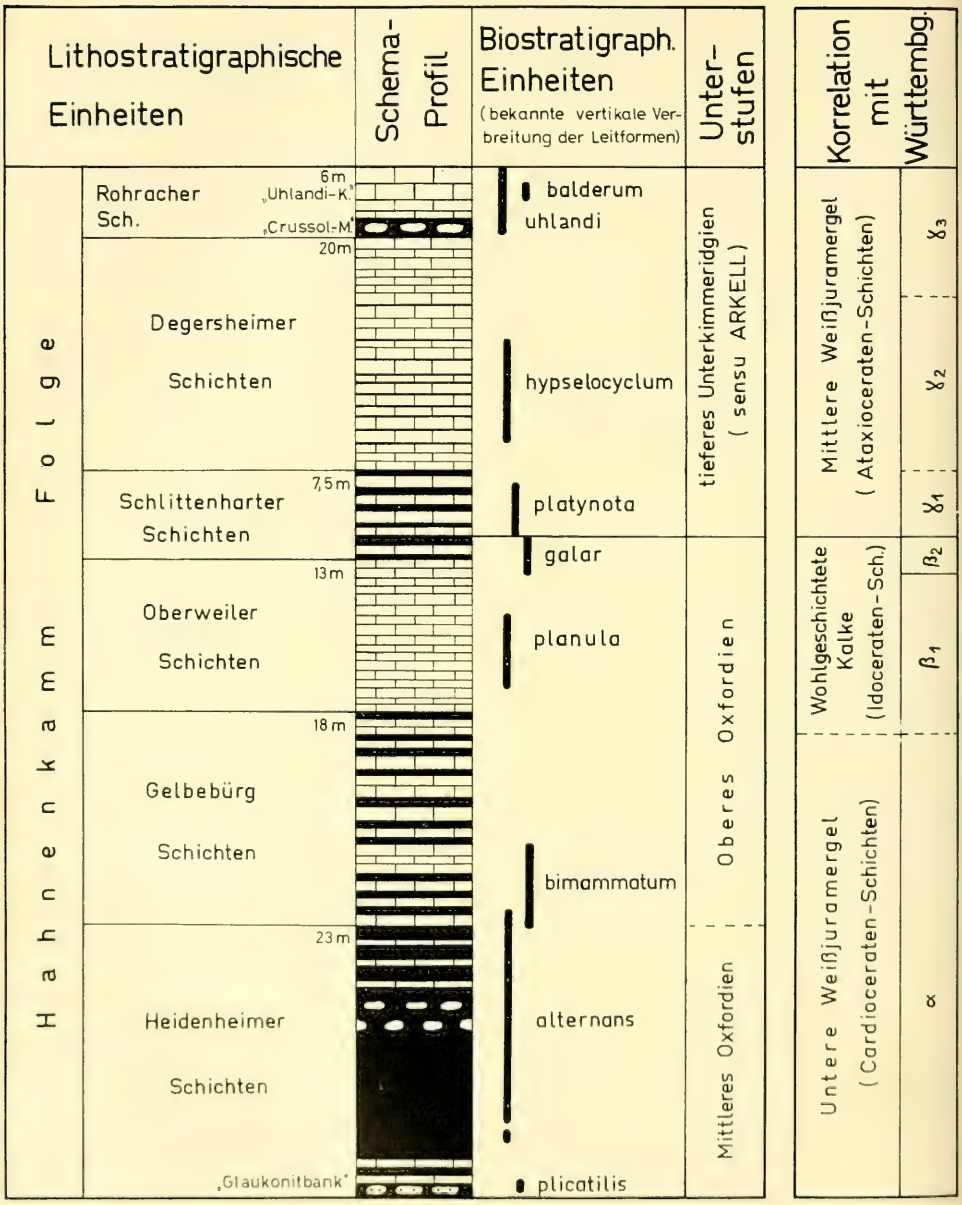


Abb. 16. Beziehungen zwischen Litho-, Bio- und „Chrono"-Stratigraphie im Oxfordien und tieferen Unterkimmeridgien des Hahnenkamm-Gebietes.

Fig. 16. Litho-, bio-, and "chrono"-stratigraphical interrelations of the Oxfordian and Lower Kimmeridgian in the Hahnenkamm area.

Das Ergebnis der vorstehenden Ausführungen läßt sich in aller Kürze dahingehend zusammenfassen: Mit Hilfe der Zonenfossilien kann in der Südlichen Frankenalb — im Gegensatz zu Württemberg (vgl. KOERNER 1963; GEYER & GWINNER 1964) — eine genaue Gliederung des Oxfordien und tieferen Kimmeridgien vorläufig nicht durchgeführt werden. Dazu sind die Lücken zwischen dem bisher be-

kannten Einsetzen und Aufhören der aufeinanderfolgenden Leitformen zum Teil noch viel zu groß. So beträgt der vertikale Umfang der zwischen *bimammatum* und *planula* bestehenden Lücke (vgl. Abb. 16), welche die oberen Gelbebürg- und die unteren Oberweiler Schichten umfaßt, immerhin mehr als 10 m. Obwohl aus diesem Bereich zahlreiche Fossillisten (WEGELE 1929; Dipl.-Arb. aus dem Inst. f. Paläontol. und histor. Geologie München) und hier auch Bearbeitungen horizontierter Faunen (vorliegende Arbeit, SCHMIDT-KALER 1962a und b) vorliegen, konnte die biostratigraphische Zuordnung des betreffenden Schichtpakets noch nicht eindeutig geklärt werden (vgl. unten).

6.4. Betrachtungen zur „Malm Alpha/Beta-Grenze" aus paläontologischer Sicht

Besondere Schwierigkeiten beim stratigraphischen Vergleich zwischen Württemberg und Südlicher Frankenalb hat schon immer die Grenze Weißjura α/β bereitet. Diese Grenze ist in Württemberg bekanntlich durch das plötzliche Einsetzen der „Wohlgeschichteten Kalke" über den „Impressa-Mergeln" scharf markiert und kann dort, wie E. DIETERICH (1940, Abb. 2) feststellte, gleichbleibend über weite Strecken verfolgt werden. Auch in der Südlichen Frankenalb findet ein derartiger Fazieswechsel (unten mergelig, oben kalkig) statt, er ist aber nicht so scharf ausgeprägt wie in Württemberg, da der Übergang zu der eigentlichen kalkigen Fazies nicht schlagartig erfolgt, sondern allmählich vor sich geht (vgl. u. a. WEGELE 1929, 129). Außerdem hält diese fazielle Grenze hier, wie die Nebeneinanderstellung der Profile von STREIM (1960; 1961), BECHER (1960) und SCHMIDT-KALER (1962) deutlich zeigt, nicht die gleiche Schichtfuge ein. Sie steigt von W nach E immer tiefer ab (vgl. Abb. 11). Die mehrfach übliche Gleichsetzung der „Unteren grauen Mergelkalke" GÜMBELS (= Heidenheimer Schichten) mit Weißjura α QUENSTEDTS und des „Werkkalkes" mit Weißjura β (vgl. Tab. 3) muß somit als ungenau bezeichnet werden.

Von diesem Problem angeregt, versuchte SCHMIDT-KALER (1962) die „Malm α/β-Grenze i. S. QUENSTEDTS" durch Bankvergleiche von der östlichen Schwäbischen Alb her über das aufschlußlose Riesgebiet auf die ganze Südliche Frankenalb „exakt" zu projizieren. Durch diese Parallelisierung kommt sie hier zwischen Bank 164 und 165 und damit sehr hoch in der *bimammatum*-Zone WEGELES zu liegen. K. MÜNZING (1960, 189), der die Ursache für die Unstimmigkeiten hinsichtlich der Mächtigkeitsangaben von Weißjura β zwischen Schwaben und Bayern richtig erkannte, hat diese Grenze als erster so hoch (zwischen *bimammatum*- und *planula*-Zone) gelegt. Er gab dazu jedoch keine genaue Bankbezeichnung. Nachdem nun die zeitliche „α/β-Grenze" in der Südlichen Frankenalb feststand, war es naheliegend, sie auch faunistisch zu belegen. Dies versuchte SCHMIDT-KALER (1962b) mit Ammoniten und GROISS (1966; 1970) mit Foraminiferen. Ihre Ergebnisse werden im folgenden mit unseren verglichen.

6.4.1. Das „Kaserne"-Profil

Die erwähnte „α/β-Grenze" war während der Bauarbeiten auf dem Militärgelände 2 km nordöstlich Heidenheim gut aufgeschlossen. Es wurden hier 1968 (vgl. NITZOPOULOS 1968, 32) und 1970 insgesamt neun Teilprofile Schicht für Schicht vermessen und zwecks horizontierter Aufsammlung von Fossilien abgebaut. Bankvergleiche ermöglichten dabei die Aufstellung eines „Sammelprofils", das in dieser

Arbeit als „Kaserne"- (= „K"-) Profil angeführt ist. Da sich dieses kombinierte Profil mit den von SCHMIDT-KALER (1962 a, Taf. 1) weiter östlich aufgenommenen Profilen stromatometrisch einwandfrei parallelisieren ließ, wurden hier die Banknummern von STREIM aus SCHMIDT-KALER zur Numerierung der Bänke übernommen. Das „Kaserne"-Profil umfaßt demnach den Bankbereich 149 (6) bis 188 (vgl. Abb. 17). Lithofaziell gesehen sind hier die höheren Gelbebürg-Schichten (bis 174 a) und die tieferen Oberweiler Schichten erschlossen.

6.4.2. Die Bedeutung der Ammonitenfunde für die Grenzziehung

Einen Überblick über die vertikale Verbreitung der angetroffenen Arten gibt Abb. 17. Neben den Idoceraten, deren Vorkommen auf S. 99 behandelt wurde, sind folgende Formen stratigraphisch oder allgemein wichtig.

Taramelliceras (Tar.) costatum (QUENSTEDT)

Bezüglich der Artfassung vergleiche S. 59 vorliegender Arbeit. Das erste horizontierte Exemplar, eine von SCHAIRER (1963, 37) gesammelte und dem *Tar. costatum auritum* (QUENSTEDT) zugestellte Form, stammt aus Bank 93. Viel tiefer dürfte *Tar. costatum* kaum mehr auftreten, denn aus den Heidenheimer Schichten ist kein entsprechender Fund in der Literatur gemeldet. Es durchläuft dann die Gelbebürg-Schichten und reicht noch einige Meter — sicher bis Bank 183 (vgl. Abb. 17) — in die unteren Oberweiler Schichten. Eine ähnliche Verbreitung geben auch WEGELE (1929) und SCHMIDT-KALER (1962 b) an, wenngleich sie diese Art mit *Idoceras planula* (HEHL) nicht zusammen vorkommend wissen wollen. Auch im „Schneider"-Stbr. wurde diese Art mit *planula* zusammen angetroffen (vgl. Abb. 15). Im „K"-Profil konnte nicht bestätigt werden, daß *Tar. costatum* im Bankbereich 160 bis 167 („Costatum-Bänke i. e. S.", nach SCHULER 1965, 5) besonders häufig auftritt und deshalb als Hinweis für die Lage der „α/β-Grenze" dienen könnte (SCHMIDT-KALER 1962 b, 11; SCHULER 1965, 10). Vielmehr scheint es in dem gesamten Gelbebürg-Schichtkomplex und in dem tieferen Teil der Oberweiler Schichten gleichmäßig häufig aufzutreten. *Tar. costatum* könnte für diesen Profilabschnitt, in dem die Indexfossilien *bimammatum* und *planula* selten bzw. nicht mehr auftreten (vgl. Abb. 16), als leitend herangezogen werden. Doch dies müßte erst genauer untersucht werden.

In Württemberg reicht *Tar. costatum* im Gegensatz zur Südlichen Frankenalb weiter ins Beta hinauf als ins Alpha hinunter. HÖLDER (1955, 140) erwähnt es aus den Kalkbänken unter dem „Fucoidenhorizont" (= α/β-Grenze) und läßt es weit ins Beta hinaufgehen. Zu dem gleichen Ergebnis kommen KOERNER (1963, 387), GEYER & GWINNER (1964, 67) und in jüngster Zeit auch HAFNER (1969, Taf. 8). Bei den graphischen Darstellungen von KOERNER und HAFNER ist allerdings auch die Reichweite des dem *costatum* nahe stehenden *Tar. hauffianum* mit dazu gerechnet. *Tar. hauffianum* zeigt, zumindest in der Südlichen Frankenalb, eine ähnliche Verbreitung wie *costatum* (vgl. Abb. 15, 17; SCHAIRER 1963, 37).

Taramelliceras (Metah.) wenzeli (OPPEL)

Im Vergleich zu Württemberg (vgl. DIETRICH 1940, 8) kommt *Tar. wenzeli* in der Südlichen Frankenalb so selten vor, daß es für biostratigraphische Zwecke hier kaum brauchbar ist. Funde dieser Art liegen aus Bank 156, 158/159 und 184/185

vor (vgl. Abb. 17). Damit stimmt die Auffassung WEGELES (1929, 21), nach der *wenzeli* nur auf die „*bimammatum*-Zone" beschränkt ist, auf keinen Fall. Auch der vielfach angenommene (z. B. HÖLDER 1955, 123) und von SCHMIDT-KALER (1962b, 10) bestätigte Unterschied in der Verbreitung der Art zwischen Württemberg und Franken trifft nicht zu, denn im „Schneider"-Stbr. wurden einige *wenzeli*-Exemplare über den Lagern von *Tar. tenuinodosum* (vgl. Abb. 15) gefunden. Der scheinbare Unterschied im stratigraphischen Vorkommen dürfte somit nur die jeweilige Häufigkeit der Art betreffen.

Taramelliceras litocerum OPPEL

Besonders charakteristisch für die obersten Gelbebürg-Schichten scheint das individuenreiche Einsetzen von *Taramelliceras litocerum* (OPPEL) mit Bank 157 zu sein. Tiefer wurde diese kleinwüchsige und recht variable Form nicht mehr angetroffen. Auch aus den Literaturangaben (vor allem: Dipl.-Arb. d. paläontol. Inst. München) geht ein derartiger Hinweis nicht hervor. Möglicherweise liegt hier ein markanter Einschnitt in der Fauna. Ein solcher ließ sich in allen Baugruben des Militärgeländes auf die Bank genau feststellen. Auch ZEISS (1966, 108) fand diesen Faunenschnitt in Oberfranken und zwar ebenfalls einige Meter unterhalb des Ersteinsetzens von *Idoceras planula*. Fast gleichzeitig mit *litocerum* erscheinen dort ebenfalls zahlreich *Glochiceras lingulatum* (Qu.) und *Gl. modestiforme* (OPPEL). Diese Glochiceraten treten auch hier häufig auf, setzen aber viel tiefer ein (vgl. SCHAIRER 1963, 37; DRIESSLE 1962, 27).

Das Profil „Feuerstein", das ZEISS biostratigraphisch auswertete, zeigt eine auffallend ähnliche lithofazielle Ausbildung wie das „K"-Profil im Hahnenkamm. Die auch von ZEISS gestellte Frage, ob es sich hierbei um eine über den ganzen fränkischen, vielleicht auch schwäbischen Jura erstreckende horizontbeständige Faunenänderung handelt, oder ob hier wie in Feuerstein nur lokale, ökologische Faktoren dafür verantwortlich sind, kann man anhand dieser zwei Profile nicht eindeutig klären. Bedauerlicherweise gibt es in Franken wie in Württemberg keine weiteren modernen Profilbearbeitungen mit genauen Angaben über das Einsetzen der genannten Arten.

Ein ausgesprochener Leitwert kommt der *litocerum*-Form nicht zu, denn sie hat eine große Vertikalverbreitung. SCHAIRER (1972, 37) beschreibt es noch aus der *platynota*-Zone.

Perisphinctes (O.) polygratus (REINECKE)

Funde dieser Art sind im „K"-Profil zwar nicht selten, sie haben aber keinen stratigraphischen Wert. Wenn diese Art hier trotzdem erwähnt wird, so geschieht dies, weil sie des öfteren als typisch für die *bimammatum*-Zone (s. WEGELE 1929, 139) bzw. fürs „Ober-Alpha" und „unterste Beta" (s. SCHMIDT-KALER 1962b, 11) angegeben wird. Neben *polygyratus* tritt auch *Per. (O.) tiziani* (OPPEL) auf, der nach SCHMIDT-KALER (S. 10) — entgegen der Angabe für Württemberg (GEYER 1961a und b) — in Franken nicht „bis in den Weißjura Unter-;" reichen soll. Daraus schließt SCHMIDT-KALER, daß es „sich hier wieder wie bei *Taramelliceras wenzeli* (OPPEL) um einen wirklichen Unterschied in der Verbreitung einer Ammonitenart zwischen Württemberg und Franken" handelt.

G. SCHAIRER (1967, 29), der die Taxionomie und Biostratigraphie der Untergattung *Orthosphinctes* ausführlich behandelte, betrachtet *Perisphinctes tiziani* als

Synonym von *Per. polygyratus*. Letzteren fand SCHAIRER in großer Individuenfülle in der *platynota*-Zone der Südlichen Frankenalb. Auch wir fanden diese Form im „Schneider"-Steinbruch (s. Abb. 15) von unten bis zu der letzten anstehenden Bank (S 34), in der dann *Sutneria platynota* (REIN.) zum ersten Mal auftritt.

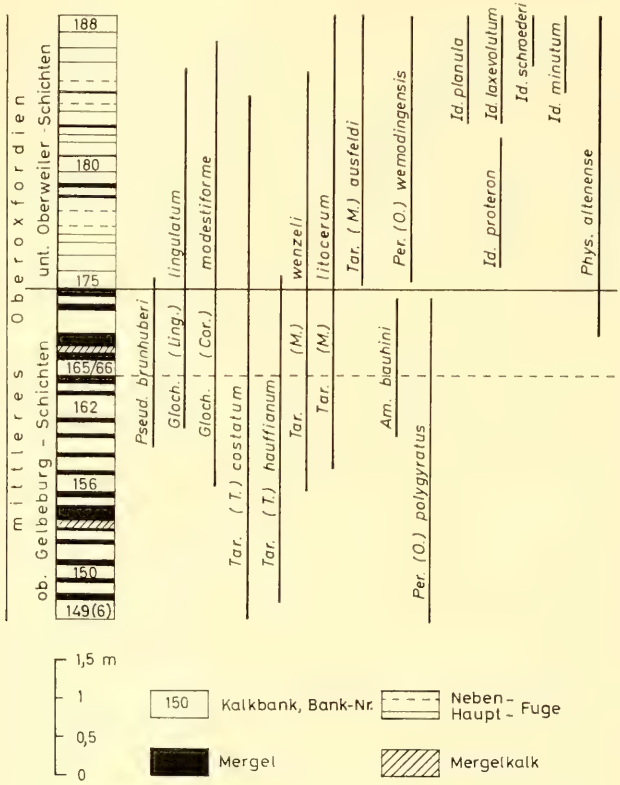


Abb. 17. Vertikale Verbreitung der Cephalopoden-Fauna im „Kaserne"-Profil.

Fig. 17. "Kaserne" section: vertical distribution of the cephalopod fauna.

Amoeboceras bauhini (OPPEL)

Funde von *Am. bauhini* sind im allgemeinen so selten, daß eine genauere stratigraphische Verbreitung der Art für die Südliche Frankenalb nicht gegeben werden kann. Im „K"-Profil fanden sich einige, stark komprimierte Exemplare im Bankbereich 160 bis 174, also im obersten Teil der Gelbebürg-Schichten. Wie weit sich diese Art vertikal ins Profil nach unten erstreckt, ist unbekannt. Nach oben reicht sie mit Sicherheit bis Bank 208, da sie im „Schneider"-Profil zuletzt mit *Tar. tenuinodosum* und *Sutn. praecursor* zusammen angetroffen wurde (vgl. Abb. 15).

In Württemberg vermerkt KOERNER (1963, 345) eine Reichweite für *Am. bauhini* vom Ober-α bis Unter-γ.

Physodoceras altenense (D'ORBIGNY)

Die tiefsten *Physodoceras*-Funde stammen aus Bank 172/173 (vgl. Abb. 17), also ca. 1 m oberhalb der vermeintlichen „Malm α/β-Grenze". Sie sind stark kom-

primiert und daher nicht eindeutig bestimmbar. Sie können nur mit Vorbehalt zu *Phys. altenense* gestellt werden, da das sehr ähnliche *circumspinosum* (OPPEL) erst später einsetzen soll (vgl. WEGELE 1929, 154; DIETERICH 1940, 32). Beide Arten reichen jedoch bis in die *platynota*-Zone hinein (vgl. Abb. 15; WEGELE 1929, 192; HAFNER 1969, Taf. 8) und haben auch deshalb für die biostratigraphische Einstufung der Schichten nur geringe Bedeutung.

Interessant ist lediglich, daß die ersten Physodoceraten in Württemberg ebenfalls an der α/β-Grenze auftauchen (vgl. DIETERICH 1940, 10).

Zusammenfassend wird festgehalten: Funde von *Tar. costatum*, *Tar. wenzeli* und *Per. polygyratus* deuten nicht auf „Ober-α" bzw. Grenzbereich um „Malm α/β" hin. *Costatum* kommt entgegen den Angaben von SCHMIDT-KALER (1962 b, S. 8) auch mit *Idoceras planula* zusammen vor. Die Form *polygyratus* durchquert das ganze Ober-Oxfordien und läßt sich noch bis in das tiefere Unter-Kimmeridgien verfolgen.

Bis auf das auffällige Einsetzen der *litocerum*-Fauna, das noch der weiteren Bestätigung bedarf, gibt es um die von SCHMIDT-KALER durch Bankparallelisierung ermittelte „Malm α/β-Grenze" keine bemerkenswerte Änderung in der Entwicklung der Ammonitenfauna. Im Vergleich zu Württemberg (vgl. Abb. 12 und 13) setzen die Idoceraten hier ziemlich hoch ein und die Epipeltoceraten hören zu tief auf. Die übrige, sehr kümmerliche Megafauna zeigt hier ebenfalls keine Besonderheiten.

6.4.3. Die Bedeutung der Foraminiferenfunde für die Grenzziehung

GROISS (1966, 93) versuchte, basierend auf den Ergebnissen von SCHMIDT-KALER hinsichtlich der vertikalen Reichweite der Ammoniten, die „Malm α/β-Grenze" im Gebiet um Heidenheim mikropaläontologisch festzulegen. Die Mergelproben, die er untersuchte, stammen aus einem Profil, das nur 1,5 km östlich vom Militärgelände liegt und altersmäßig genau die gleichen Bänke enthält wie das „K"-Profil. GROISS entdeckte zwar keinen Faunenschnitt, aber einen bemerkenswerten „phylogenetischen Wandel" bei *Planularia beierana* (GÜMBEL). Er stellte nämlich fest, daß das Verhältnis sowohl für Höhe/Dicke als auch für Höhe/Breite des Gehäuses sowie die absolute Kammerzahl dieser Foraminifere einen „deutlichen Sprung" aufweist, der stets zwischen Bank 164 und 165 fällt. Damit, schreibt GROISS, „ist an der Gültigkeit dieser Grenze wohl nicht zu zweifeln" und „. . ., daß der Mergel zwischen den beiden Grenzbänken bereits der stratigraphisch höheren Einheit zugestellt werden muß".

Um diese Angaben zu überprüfen und auch in der Hoffnung, derartig klare Verhältnisse für das gleichaltrige „K"-Profil zu bekommen, wurden aus dem Bereich um die „Malm α/β-Grenze" möglichst nur frische Mergelproben kiloweise entnommen. Das Ergebnis der mikrofaunistischen Untersuchungen im Institut war enttäuschend. Es ließen sich aus den H_2O_2-Schlämmrückständen äußerst wenige und fast nur unvollkommen erhaltene Exemplare von *Planularia beierana* (GÜMBEL) gewinnen.

Planularia tricarinella (REUSS), die GROISS ebenfalls in ausreichender Zahl auffand, konnte hier nicht bestätigt werden. Zu bemerken wäre in diesem Zusammenhang noch, daß auch im „Schneider"-Profil (vgl. Tab. 1) diese Arten nur selten angetroffen wurden. Sie lassen sich deshalb für die Biostratigraphie über weite Strecken nicht verwenden.

6.5. Zur Korrelierung des „Schneider"-Profils
(Abb. 18)

Ein vollständiges Profil durch die normal entwickelte Bankfazies des Ober-Oxfordien ist im Hahnenkamm-Gebiet nirgends erschlossen. Daher wurde für die Parallelisierung ein kombiniertes Profil aufgestellt (vgl. Abb. 18, links), das sich aus folgenden Teilprofilen zusammensetzt:
Bank 148 bis 188 = „Kaserne"-Profil (vgl. Abb. 17)
Bank 189 bis 233 = „Berolzheim/Oberweiler"-Profil

Letzteres Profil ist von SCHMIDT-KALER (1962, Taf. 1, Nr. 63—65; 1970, 108—109) übernommen (Ausschnitt). Es liegt etwa 6 km südöstlich vom „Kaserne"-Aufschluß entfernt und läßt sich in seinem tieferen Teil (Bank 175—188) hinsichtlich der Abfolge und Mächtigkeit der Kalkbänke und Mergelzwischenlagen mit dem „Kaserne"-Profil sehr gut parallelisieren.

Wie die Abb. 18 zeigt, ist ein detaillierter stromatometrischer Vergleich zwischen dem Normal-Profil „Kaserne/Oberweiler/Berolzheim" und dem „Schneider"-Profil nicht möglich. Das liegt daran, daß die Mächtigkeiten und Bankhäufigkeiten der entsprechenden lithofaziellen Komplexe zu unterschiedlich sind. So ist die Mächtigkeit der Oberweiler-Schichten im Normal-Profil etwa doppelt so groß und die Bankzahl annähernd dreimal größer als im „Schneider"-Profil.

Eine exakte Parallelisierung läßt sich mit Hilfe der Vertikalverbreitung bestimmter Ammoniten-Arten durchführen. Als gute „Leithorizonte" können hierbei vor allem jene Bänke angewendet werden, in denen die Index-Fossilien *Idoceras planula*, *Sutneria galar* und *Sutneria platynota* zum ersten bzw. letzten Mal auftreten. Außer der Oxfordien/Kimmeridgien-Grenze, die über weite Strecken fossilmäßig gut belegt ist, ist im Hahnenkamm-Bereich eine weitere zuverlässige Faunengrenze vorhanden, nämlich die obere Grenze des *planula*-Niveaus. Dicht unter dieser Grenze treten mit *Idoceras planula* zusammen *Sutneria praecursor* und *Taramelliceras tenuinodosum* zahlreich auf, wobei *praecursor* und *tenuinodosum* ausschließlich auf zwei bis drei Bänke beschränkt sind (Bank 206—208 bzw. S 19 — S 20). Die übrige Ammoniten-Fauna besteht hauptsächlich aus Durchläufern und kann daher zur Parallelisierung der Profile nicht herangezogen werden.

Bei der Gegenüberstellung der Profile ergibt sich aus der jeweiligen Faunen-Verteilung ein sicherer Beweis für die unterschiedliche Mächtigkeitsausbildung nahe gelegener Bereiche bei gleicher Sedimentationsdauer. Die wesentlich geringere Mächtigkeit im „Schneider"-Steinbruch deutet darauf hin, daß diese Stelle einem höher gelegenen Teil des Reliefs entsprach.

7. Ergebnisse

Die Ablagerungen des Oberen Oxfordien im Gebiet um Heidenheim am Hahnenkamm sind in Bank- und Stotzenfazies ausgebildet. Profilaufnahmen und Faunenauswertungen dieser in synrecifalem Verband stehenden Faziesbereiche bilden die Grundlagen vorliegender Arbeit.

Im Sedimentologischen Teil werden die Gesteinskomponenten (die wesentlichsten sind: Grundmasse, Schwamm-Mumien, Aphanostromata, Stromatolithe, Intra- und Bioklaste unterschiedlicher Herkunft sowie Glaukonit) beschrieben und ihre Genese diskutiert. Der Begriff Aphanostromata wird für die struk-

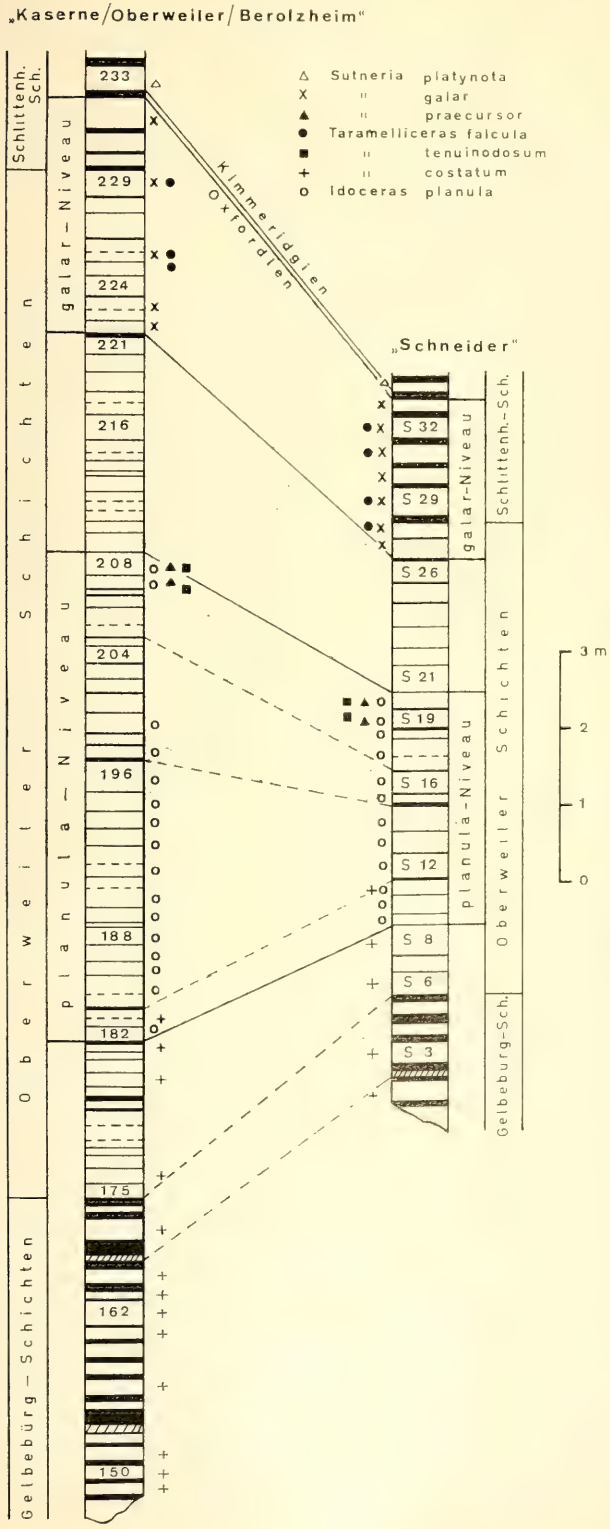


Abb. 18. Vergleich des „S"-Profils mit der normal entwickelten Schichtenfolge des Hahnenkamm-Gebietes (Profil-Legende siehe Abb. 15 und 17).

Fig. 18. Correlation between "Schneider" quarry section and the normal Hahnenkamm sequence (for legend see figs. 15, 17).

turlosen bzw. schlierigen Algenbildungen neu eingeführt. Nach der Assoziation und räumlichen Verbreitung der gesteinsbildenden Komponenten werden drei Faziestypen unterschieden: Biolithit-, Bioarenit- und Schlammfazies.

Im Palökologischen Teil werden in erster Linie die Beziehungen der Faunen untereinander und in Bezug auf die sedimentologischen Unterschiede untersucht. Dabei wird der Gegensatz Stotzenfazies — Bankfazies besonders deutlich. Als typische Stotzenbewohner erweisen sich außer den Schwämmen und deren Epöken (Bryozoen, Anneliden, sowie Stromatolithe und Aphanostromata) die regulären Seeigel und *Isoarca striatissima*. Auf die gebankte, stotzenfernere Fazies beschränken sich vor allem die Vertreter einer grabenden Lebensweise wie *Pholadomya acuminata*, *Cuspidaria fontannesii* und *Collyrites granulosus*. Diese Einschränkung weist darauf hin, daß das Sediment der stotzenferneren Bankfazies zunächst ziemlich weich war.

Aus den faunistisch-ökologischen und sedimentologischen Ergebnissen werden Rückschlüsse auf die Ablagerungsbedingungen gezogen. Der Stotzenbereich wird als höher gelegener Teil des submarinen Reliefs gedeutet, in dem geringere Sedimentation herrschte. Die gebankte Fazies wird entsprechend tiefer gelegenen Bereichen mit ruhigem Relief zugeordnet. Da echter „Riffschutt" und hermatypische Korallen fehlen, müßten die Stotzenbildungen unterhalb der direkten Welleneinwirkung und vermutlich auch unterhalb des Lebensbereiches der Riffkorallen und ihrer Begleitfauna gelegen haben. Eine Meerestiefe von 50 bis 100 m wird angenommen.

Der Paläontologische Teil befaßt sich mit den aufgefundenen Cephalopoden. Drei Ammoniten-Arten (*Taramelliceras exopleurum*, *Lithacoceras spielbergense* und *Idoceras proteron*) werden neu aufgestellt. *Idoceras proteron* n. sp. wird als Vorläufer der „echten" Idoceraten gedeutet, da diese Form früher auftritt. Morphologische und vermutlich auch phylogenetische Beziehungen bestehen dabei zu *Idoceras laxevolutum*. *Idoceras planula* zeigt eine bemerkenswerte, bisher nur ungenügend bekannte Variabilität. Merkmalswerte und Illustrationen geben einen Überblick über die Skulpturvarianten. In den Oberoxfordien-Ablagerungen des „Schneider"-Steinbruchs wurden zwei Ataxioceraten nachgewiesen.

Im Stratigraphischen Teil wird die gebankte Fazies des Oxfordien und tieferen Kimmeridgien (sensu Arkell) als Hahnenkamm-Folge beschrieben und diese in sechs Schichtglieder unterteilt. Da eine genauere Grenzziehung zwischen den Zonen des Oxfordien und tieferen Unterkimmeridgien mit Hilfe der Zonenfossilien in der südlichen Frankenalb im Gegensatz zu Württemberg vorläufig noch nicht möglich ist, wird für die nachgewiesene Vertikalerstreckung der Index-Fossilien der Begriff „Niveau" der betreffenden Indexart eingeführt.

Literatur

Ager, D. V. (1963): Principles of Paleoecology. 371 S.; New York (McGraw-Hill).

— (1965): The Adaption of Mesozoic Brachiopods to Different Environments. — Palaeogeography, Palaeoclimatol., Palaeoecol., **1**, 143—172, 7 Abb.; Amsterdam, London & New York.

Aitken, S. D. (1967): Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of Southwestern Alberta. — J. Sedim. Petrol., **37**, 1163—1178; Tulsa (Oklah.).

Aldinger, H. (1961): Die Schwammfazies im Weißen Jura Schwabens. — Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F. **43**, 99—103; Stuttgart.

— (1968): Die Paläogeographie des schwäbischen Jurabeckens. — Eclogae geol. Helv., **61**, 167—182, 10 Abb.; Basel.

AMMON, L. v. (1875): Die Jura-Ablagerungen zwischen Regensburg und Passau. Eine Monographie des niederbayerischen Jurabezirks mit dem Keilberger Jura. Unter besonderer Berücksichtigung seiner Beziehungen zum Frankenjura. X + 200 S., 4 Taf.; München (Ackermann).

— (1891): Gliederung der Malm- oder Juraschichten in Franken und Schwaben. — In: C. W. v. GÜMBEL: Geognostische Beschreibung der Fränkischen Alb (Frankenjura) mit dem anstoßenden fränkischen Keupergebiete, 101—117; Kassel (Th. Fischer).

ARKELL, W. J. (1935—1948): A monograph on the ammonites of the English Corallian Beds. — Palaeontogr. Soc. 1934—1948, S. (I)—(IV) + I—LXXXIV + 1—420, Taf. A—F + 1—78, 138 Abb.; London.

— (1956): Jurassic Geology of the World. 806 S., 30 Taf., 102 Abb.; Edinburgh & London (Oliver & Boyd).

ARKELL, W. J., KUMMEL, B., & WRIGHT, C. W. (1957): Mesozoic Ammonoidea. — In: R. C. MOORE (Hrsg.): Treatise on Invertebrate Paleontology, Part L, Mollusca 4, Cephalopoda, Ammonoidea, L 80—L 490; Lawrence/Kansas.

BARTHEL, K. W. (1957): Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Fremdingen. — Geologica Bavarica, **32**, 64 S., 10 Abb., 1 geol. Kt., München. — [1957 a]

— (1957): Zwei seltene Ammoniten aus dem oberen Weißen Jura Beta. — N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **105**, 220—230, 1 Taf., 1 Abb.; Stuttgart. — [1957 b]

— (1963): Einige Idoceratinae (Ammonoidea) aus dem südlichen Fränkischen Jura. — Mitt. bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **3**, 27—33, 1 Taf., 2 Abb.; München.

— (1969): Die obertithonische, regressive Flachwasser-Phase der Neuburger Folge in Bayern. — Abh. bayer. Akad. Wiss., math. naturw. Kl., N.F. **142**, 175 S., 14 Taf., 39 Abb.; München.

BATHURST, R. G. C. (1971): Carbonate sediments and their diagenesis. — Developments in Sedimentology, **12**, 620 S., 359 Abb., 24 Tab.; Amsterdam, London & New York.

BAUSCH, W. M. (1963): Der Obere Malm an der unteren Altmühl. Nebst einer Studie über das Riffproblem. — Erlanger geol. Abh., **49**, 38 S., 7 Taf., 22 Abb.; Erlangen.

BECHER, A. (1960): Geologische Untersuchungen südlich Thalmässing (Südl. Frankenalb). — Erlanger geol. Abh., **35**, 19 S., 8 Abb., 1 geol. Kt.; Erlangen.

BERCKHEMER, F. (1923): Kryptolith und Stromatolith im Massenkalk des Weißen Jura. — Cbl. Miner. Geol., Paläont., **1923**, 15—22, 9 Abb.; Stuttgart.

BEURLEN, K. (1927): Stratigraphische Untersuchungen im Weißen Jura Schwabens. Ein Beitrag zur Kenntnis der epirogenen Bodenbewegungen und der paläogeographischen Entwicklung des Weißen Jura. — N. Jb. Miner. Geol. Paläont., Beil.-Bd., **56**, Abt. B., 78—124, 161—229, 2 Tab.; Stuttgart.

BISSEL, H.-J. & CHILINGAR, G. V. (1967): Classification of Sedimentary Carbonate Rocks. — Developments in Sedimentology, **9A**, 87—168; Amsterdam, London & New York.

BOLLINGER, W. & BURRI, P. (1970): Sedimentologie von Schelf-Carbonaten und Beckenablagerungen im Oxfordien des zentralen Schweizer Jura. Mit Beiträgen zu Stratigraphie und Ökologie. — Beitr. Geol. Schweiz, N. F. **140**, 96 S., 15 Taf., 1 Tafelbeil., 37 Abb.; Basel.

BORNEMANN, J. G. (1886): Beiträge zur Kenntnis des Muschelkalkes, insbesondere der Schichtfolge und der Gesteine des Unteren Muschelkalkes in Thüringen. — Jb. k. preuß. geol. Landesanst. u. Bergakad., **7**, 267—321, Taf. 7—14; Berlin.

BRAUN, H. (1964): Zur Entstehung der marin-sedimentären Eisenerze. — Clausthaler Hefte z. Lagerstättenkunde u. Geochemie der mineralischen Rohstoffe, **2**, 133 S., 24 Abb., 15 Tab., 12 Taf.; Berlin.

BRINKMANN, R. (1964): Lehrbuch der allgemeinen Geologie, Bd. 1. 10. Aufl., 520 S., 297 Abb., 38 Tab., 1 Farbtaf.; Stuttgart (Enke).

— (1967): Abriß der Geologie, 1. Bd.: Allgemeine Geologie. 10. Aufl., 268 S., 212 Abb.: Stuttgart (Enke).

BUCK, W. (1958): Die Gattung *Aspidoceras* im europäischen, insbesondere im süddeutschen Malm. — Diss. Univ. Tübingen, 142 S., 8 Taf., 26 Abb., 18 Tab., 3 Diagr.; Tübingen.

BURCKHARDT, C. (1906): La fauna jurassique de Mazapil avec un appendice sur les fossiles du Crétacique inferieur. — Bol. Inst. geol. Mexico, **23**, 216 S., 43 Taf.; Mexico.

CALLOMON, J. H. (1964): Notes on the Callovien and Oxfordian Stages. — Coll. Jurassique, Luxembourg 1961, C. r. Mém., 269—291; Luxembourg.

CHILDS, A. (1969): Upper Jurassic Rhynchonellid brachiopods from northwestern Europe. — Bull. brit. Mus. natur. Hist., Geology, Suppl. **6**, 119 S., 12 Taf., 40 Abb.; London.

CHILINGAR, G. V., BISSEL, H. J. & WOLF, K. H. (1967): Diagenesis of carbonate rocks. — Develop-

ments in Sedimentology, **8**, 179—322, 24 Taf., 21 Abb., 10 Tab.; Amsterdam, London & New York.

CHOFFAT, P. (1893): Description de la faune jurassique du Portugal. Mollusques lamellibranches. — Dir. Trav. Géol. Portugal, 39 S., 9 Taf.; Lisbonne. — [1893 a]

— (1893): Etude stratigraphique et paléontologique des terrains jurassiques du Portugal. Ammonites du Lusitanien de la Contrée de Torres-Vedras. — Dir. Trav. Géol. Portugal, 82 S., 19 Taf.; Lisbonne. — [1893 b]

CHRIST, H. A. (1961): Über *Campylites* und *Trimarginites* (Ammonoidea, Jura). — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **111**, 274—325, Taf. 16—18, Abb. 1—7; Stuttgart.

CORRENS, C. W. (1960): Die Sedimentgesteine. — In: T. F. W. BARTH, C. W. CORRENS & P. ESKOLA: Die Entstehung der Gesteine. S. 116—262, 74 Abb., 75 Tab.; Berlin, Göttingen & Heidelberg (Springer).

— (1968): Einführung in die Mineralogie (Kristallographie und Petrologie). 2. Aufl. XII + 458 S., 1 Taf., 391 Abb.; Berlin, Heidelberg & New York (Springer).

DACQUÉ, E. (1905): Beiträge zur Geologie des Somalilandes, II. Teil, Oberer Jura. — Beitr. Paläontol. Österr.-Ungarns u. Orients, **17**, 119—160, Taf. XIV—XVIII, 2 Tab.; Wien.

— (1914): Neue Beiträge zur Kenntnis des Jura in Abessynien. — Beitr. Paläontol. Österr.-Ungarns u. Orients, **27**, 17 S.; Wien.

DIENER, C. (1925): Grundzüge der Biostratigraphie. — 304 S., 40 Abb.; Leipzig & Wien (F. Deuticke).

DIETERICH, E. (1940): Stratigraphie und Ammonitenfauna des Weißen Jura β in Württemberg. — Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ., **96**, 1—40, 2 Taf., 6 Abb.; Stuttgart.

DORN, P. (1932): Untersuchungen über fränkische Schwammriffe. — Abh. geol. Landesuntersuch. bayer. Oberbergamt, **1932**, 13—44, 6 Taf.; München.

— (1939): Stratigraphisch-paläontologische Untersuchungen im mittleren und oberen Dogger der Frankenalb. — N. Jb. Miner. Geol. Paläont., Abt. B, Beil. Bd., **82**, 161—314, 14 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

— (1953): Die Stromatolithe des Unteren Buntsandsteins im nördlichen Harzvorland. — N. Jb. Geol. Paläont., Abt. B, Abh., **97**, 20—38, 3 Taf., 4 Abb.; Stuttgart.

DRIESSLE, H. (1962): Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der Südlichen Frankenalb. NW-Teil des Blattes Nennslingen 6932. — Dipl.-Arb. Univ. München. — [Mskr.]

ENAY, R. (1962): Contribution a l'étude paléontologique de l'Oxfordien superieur de Trept (Isère). — Trav. Lab. Géol. Lyon, N. S. Fasc. **8**, 7—81, 4 Taf., 3 Abb., 1 Tab.; Lyon.

— (1966): L'Oxfordien dans la moitié sud de Jura francais. Étude stratigraphique. — N. Arch. Mus. Hist. natur. Lyon, **8**, 624 S., 40 Taf., 178 Abb.; Lyon.

ENGEL, Th. (1908): Geognostischer Wegweiser durch Württemberg. Anleitung zum Erkennen der Schichten und zum Sammeln der Petrefacten. — 3. Aufl., 645 S., 6 Taf., 261 Abb., 4 geol. Landschaftsbilder, 5 Profiltaf., 1 geogn. Übersichtskt.; Stuttgart.

EHLMANN, A. S., HULINGS, N. C. & GLOVER, E. D. (1963): Stages of Glaukonite Formation in modern foraminiferal Sediments. — J. Sedim. Petrol., **33**, 87—96, 7 Abb.; Tulsa/Oklah.

FEIFEL, K. (1930): Über Foraminiferen der Schwammkalke des schwäbischen Weißen Jura. — Palaeont. Z., **12**, 42—47; Berlin.

FESEFELDT, K. (1962): Schichtenfolge und Lagerung des oberen Weißjura zwischen Solnhofen und der Donau (Südl. Frankenalb). — Erlanger geol. Abh., **46**, 80 S., 2 Taf., 2 Tab., 30 Abb.; Erlangen.

FISCHER, E. (1912): In welchen Meerestiefen haben sich unsere Juraschichten gebildet? — Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ., **68**, S. CII—CXVII; Stuttgart.

— (1913): Geologische Untersuchungen des Lochengebietes bei Balingen. — Geol. paläont. Abh., N.F. **11**, 267—336, Taf. 26—32, 1 geol. Kt.; Jena. — [1913a]

— (1913): Über einige neue oder in Schwaben bisher unbekannte Versteinerungen des Braunen und Weißen Jura. — Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ., **69**, 31—59, Taf. 5, Abb. 1; Stuttgart. — [1913b]

FLÜGEL, E. & KIRCHMAYER, M. (1962): Zur Terminologie der Ooide, Onkoide und Pseudooide. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1962**, S. 113—123, 2 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.

FOLK, R. L. (1962): Spectral subdivision of limestone types. — Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem. **1** (classification of carbonate rocks), 62—84, 7 Abb.; Tulsa/Oklah.

FONTANNES, F. (1879): Description des Ammonites des Calcaires du Chateau de Crussol-Ardêche (Zones à Oppelia tenuilobata et Waagenia Beckeri). 122 S., 13 Taf.; Lyon (Georg) & Paris (Savy).

FRENTZEN, K. (1944): Die agglutinierenden Foraminiferen der Birmensdorfer Schichten (Transver-

sariuszone in der Schwammfazies) des Gebietes um Blumberg in Baden. — Palaeont. Z., **23**, 317—342, Taf. 17—18; Berlin.

FREYBERG, B. v. (1966): Der Faziesverband im Unteren Malm Frankens. Ergebnisse der Stromatometrie. — Erlanger geol. Abh., **62**, 91 S., 8 Taf., 22 Abb.; Erlangen.

FRITZ, G. K. (1958): Schwammstotzen, Tuberolithe und Schuttbreccien im Weißen Jura der Schwäbischen Alb. Eine vergleichende Petrogenetische Untersuchung. — Arb. geol. paläont. Inst. TH Stuttgart, N.F. **13**, 119 S., 5 Taf., 24 Abb.; Stuttgart.

FRITZ, P. (1965): O^{18}/O^{16}-Isotopenanalysen und Palaeotemperaturbestimmung an Belemniten aus dem Schwäb. Jura. — Geol. Rdsch., **54**, 261—269, 1 Abb.; Stuttgart.

FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (1970): Sedimente und Sedimentgesteine. 726 S., 326 Abb., 66 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).

GEYER, O. F. (1961): Monographie der Perisphinctidae des unteren Unterkimmeridgium (Weißer Jura γ, Badenerschichten) im süddeutschen Jura. — Palaeontographica, Abt. A, **117**, 157 S., 22 Taf., 157 Abb., 107 Tab.; Stuttgart. — [1961a]

— (1961): Beiträge zur Stratigraphie und Ammonitenfauna des Weißen Jura (Unteres Unterkimmeridgium) in Württemberg. — Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ., **116**, 84—113, 3 Abb., 5 Tab.; Stuttgart. — [1961 b]

— (1962): Über Schwammgesteine (Spongiolith, Tuberolith, Spiculith und Gaizit). — In: O. F. Geyer (Hrsg.): Festschrift Hermann Aldinger, 51—59, Taf. 6—8, 1 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).

GEYER, O. F. & GWINNER, M. P. (1961): Führer zu den Exkursionen anläßlich der 82. Tagung des Oberrheinischen Geologischen Vereins in Ulm vom 4.—8. April 1961. — Arb. geol. paläont. Inst. TH Stuttgart, N.F. **30**, 51 S., 2 Tab., 16 Abb., 1 Beil.; Stuttgart.

— (1962): Der Schwäbische Jura. — Sammlung geol. Führer, **40**, 425 S., 46 Abb., 4 Beil.; Berlin (Borntraeger).

— (1964): Geologie von Baden-Württemberg. 223 S., 11 Taf., 73 Abb., 7 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).

GLAESSNER, M. F. (1971): Die Entwicklung des Lebens im Präkambrium und seine geologische Bedeutung. — Geol. Rdsch., **60**, 1323—1339, 8 Abb.; Stuttgart.

GÖTZ, G. (1931): Bau und Biologie fossiler Serpuliden. — N. Jb. Miner. Geol. Paläont., Abt. B, Beil. Bd., **66**, 385—438, 2 Taf., 4 Abb.; Stuttgart.

GROISS, J. Th. (1966): Das Problem der Malm Alpha/Beta-Grenze in mikropaläontologischer Sicht. — Erlanger geol. Abh., **62**, 92—104; Erlangen.

— (1970): Feinstratigraphische, ökologische und zoogeographische Untersuchungen der Foraminiferen-Faunen im Oxford der Franken-Alb. — Erlanger geol. Abh., **81**, 83 S.; Erlangen.

GÜMBEL, C. W. v. (1862): Die Streitberger Schwammlager und ihre Foraminiferen-Einschlüsse. — Württ. naturwiss. Jh., **18**, 192—238, Taf. III—IV; Stuttgart.

— (1864): Die geognostischen Verhältnisse der Fränkischen Alb (Franken-Jura). — Separat-Abdruck aus Bavaria, III, Buch IX, 74 S.; München.

— (1891): Geognostische Beschreibung der Fränkischen Alb (Frankenjura) mit dem anstoßenden fränkischen Keupergebiete. 763 S., Kassel (Th. Fischer).

GWINNER, M. P. (1962): Geologie des Weißen Jura der Albhochfläche (Württemberg). — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **115**, 137—221, Taf. 10—13, 22 Abb., 1 Tab., 7 Beil.; Stuttgart.

— (1971): Carbonate Rocks of the Upper Jurassic in SW-Germany. — In: G. MÜLLER (Hrsg.): Sedimentology of parts of Central Europe, Guidebook to Exkursions held during the VIII. International Sedimentological Congreß 1971 in Heidelberg, Germany, S. 193—207, 16 Abb.; Frankfurt am Main (Kramer).

GYGI, R. (1969): Zur Stratigraphie der Oxford-Stufe (oberes Jura-System) der Nordschweiz und des süddeutschen Grenzgebietes. — Beitr. geol. Kt. Schweiz, N.F. **136**, 123 S., 13 Taf., 6 Tafelbeil., 11 Abb., 9 Tab.; Basel.

HAFNER, G. (1969): Die Geologie des Blattes Nendingen (Nr. 7919) 1 : 25 000 (Schwäbische Alb). — Arb. geol.-paläont. Inst. Univ. Stuttgart (TH), N.F. **58**, 246 S., 8 Taf., 20 Abb.; Stuttgart.

HEDBERG, H. D. (1961) (Hrsg.): Stratigraphic classification and terminology. — Rept. 21st Session Norden 1960, **25**, 38 S., Copenhagen.

— (1965): Chronostratigraphy and biostratigraphy. — Geol. Mag., **102**, 451—461, 1 Abb., Hertfort/Herts.

HEIM, A. (1916): Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe. III. Stratigraphie der Unteren

Kreide und des Jura. Zur Lithogenesis. — Beitr. geol. Kt. Schweiz, N.F. **20**, 369—662, 58 Abb.; Bern.

HENTSCHEL, E. (1923—1925): Handbuch der Zoologie. Bd. 1. Parazoa. S. 307—418, Abb. 288—377; Berlin & Leipzig.

HESSE, R. (1968): Schwermineralien aus den Neuburger Bankkalken. — Mitt. bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **8**, 305—308; München.

HILLER, K. (1964): Über die Bank- und Schwammfazies des Weißen Jura der Schwäbischen Alb (Württemberg). — Arb. geol.-paläont. Inst. TH Stuttgart, N.F. **40**, 190 + XIII S., 26 Taf., 38 Abb., 4 Tab.; Stuttgart.

HILLER, K. & KULL, U. (1967): Über den Nachweis von Aminosäuren in Kalkgesteinen des Weißen Jura der Schwäbischen Alb. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1967**, 150—158; Stuttgart.

HÖLDER, H. (1942): Geologische Untersuchungen in der Umgebung von Lauchheim (Ostalb). — N. Jb. Miner. Geol. Paläont., Abt. B, Beil.-Bd., **86**, 315—389, Taf. 21—25, 11 Abb.; Stuttgart.

— (1955): Die Ammoniten-Gattung *Taramelliceras* im südwestdeutschen Unter- und Mittelmalm. Morphologische und taxionomische Studie an *Ammonites flexuosus* BUCH (Oppeliidae). — Palaeontographica, Abt. A, **106**, 37—153, Taf. 16—19, 182 Abb.; Stuttgart.

— (1964): Jura. — In: F. LOTZE (Hrsg.): Handbuch der stratigraphischen Geologie, Bd. 4, 603 S., 158 Abb., 43 Tab.; Stuttgart (Enke).

HÖLDER, H. & ZEISS, A. (1972): Zu der gegenwärtigen Diskussion über Prinzipien und Methoden der Stratigraphie. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1972**, 385—398; Stuttgart.

HÖLL, R. (1961): Stratigraphisch-faunistische Untersuchungen auf dem Gradabteilungsblatt 6932 Nennslingen, Nordostquadrant. — Dipl.-Arb. Univ. München. — [Mskr.]

HÖROLDT, U. (1964): Morphologie und Systematik der weiß-jurassischen Ammoniten-Gattungen Streblites und Ochetoceras unter besonderer Berücksichtigung des Hohlkiels. — Diss. Tübingen, 105 S., 6 Taf., 33 Abb.; Tübingen.

HOROWITZ, A. S. & POTTER, P. E. (1971): Introductory Petrography of Fossils. 302 S., 100 Taf., 28 Abb.; Berlin, Heidelberg & New York (Springer).

HUMMEL, P. (1960): Petrographie, Gliederung und Diagenese der Kalke im Oberen Weißen Jura der Schwäbischen Alb. — Arb. geol. paläont. Inst. TH Stuttgart, N.F. **26**, 86 S., 7 Taf., 41 Abb.; Stuttgart.

ILLING, L. V. (1954): Bahaman calcereous sands. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., **38**, 1—95, 9 Taf., 13 Abb.; Tulsa/Oklah.

JANICKE, V. (1966): Die Gastropoden und Scaphopoden der Neuburger Bankkalke (Mittel-Tithon). — Palaeontographica, Abt. A, **126**, 35—69, 3 Taf., 2 Tab.; Stuttgart.

— (1969): Untersuchungen über den Biotop der Solnhofener Plattenkalke. — Mitt. bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **9**, 117—181, Taf. 6—10, 21 Abb.; München.

JOHNSON, J. H. (1964): The Jurassic algae. — Quaterly Colorado School of Mines, **59**, IX + 129 S., 45 Taf., 1 Tab.; Golden/Colorado.

KAESTNER, A. (1963): Lehrbuch der Speziellen Zoologie. Teil I. Wirbellose. S. I—VII u. 981—1423, 304 Abb.; Jena (G. Fischer).

— (1965): Lehrbuch der Speziellen Zoologie. 2. Aufl. I. Wirbellose, 1. Teil. — XVI u. 845 S., 660 Abb.; Jena (G. Fischer).

KALKOWSKY, E. (1908): Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein. — Z. dt. geol. Ges., **60**, 68—125, Taf. 4—11, 3 Abb.; Berlin.

KARVÉ-CORVINUS, G. (1966): Biostratigraphie des Oxfordium und untersten Kimmeridgium am Mont-Crussol, Ardèche, im Vergleich mit Süddeutschland. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **126**, 101—141, Taf. 22—26, 1 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.

KAUFFMAN, E. G. (1969): Bivalvia. Form, Function, and Evolution. — In: R. C. MOORE (Hrsg.): Treatise on Invertebrate Paleontology, Part N, Vol. 1, Mollusca 6, Bivalvia, N 129—N 205; Lawrence/Kansas.

KAUTZ, K. (1964): Sedimentpetrographische Untersuchungen zur Diagenese in Sandsteinen der marinen Unterkreide Norddeutschlands. — Beitr. Miner. Petrogr., **9**, 423—461, 29 Abb., 11 Tab.; Berlin, Göttingen & Heidelberg (Springer).

KOERNER, U. (1963): Beiträge zur Stratigraphie und Ammonitenfauna der Weißjura-α/β-Grenze (Oberoxford) auf der westlichen Schwäbischen Alb. — Jh. geol. Landesamt Baden-Württ., **6**, 337—394, Taf. 22—32, Abb. 39—73; Freiburg i. B.

KOLB, R. (1910): Die Kieselspongien des schwäbischen weißen Jura. — Palaeontographica, **57**, 141—256, Taf. 11—21, 27 Abb.; Stuttgart.

KORNICKER, L. S. & PURDY, E. G. (1957): A Bahamian faecal-pellet sediment. — J. sedim. Petrol., **27**, 126—128, 1 Abb.; Tulsa/Oklah.

KUMMEL, B. (1956): Post-Triassic Nautiloid Genera. — Bull. Mus. Cong.-Zool. Harward, **114**, 319—494, 28 Taf., 35 Abb.; Cambridge/Mass.

LAFFITE, R., HARLAND, W. B., ERBEN, H. K., BLOW, W. H., HAAS, W., HUGHES, N. F., RAMSBOTTOM, W. H. C., RAT, P., TINTANT, H. & ZIEGLER, W. (1972): Internationale Übereinkunft über die Grundlagen der Stratigraphie. — Abh. Akad. Wiss. u. Lit. Mainz, math.-naturwiss. Kl., **1972** (1), 13 S.; Mainz.

LAUBENFELS, M. W. DE (1955): Porifera. — In: R. C. MOORE (Hrsg.): Treatise on Invertebrate Paleontology, Part E, Archaeocyatha et Porifera, E 21—E 112, 75 Abb.; Lawrence/Kansas.

LOEBLICH, A. & TAPPAN, H. (1964): Protista 2. Sarcodina. — In: R. C. MOORE (Hrsg.): Treatise on Invertebrate Paleontology, Part C, Protista, Bd. 2, 900 S., 653 Abb.; Lawrence/Kansas.

LOESCH, K. v. (1914): Die Nautiliden des Weißen Jura. I. Teil. — Palaeontographica, **61**, 57—146, Taf. 10—15; Stuttgart.

LOGAN, B. W., REZAK, R. & GINSBURG, R. N.: Classification and environmental significance of algal stromatolites. — J. Geol., **72**, 68—83, 4 Taf., 5 Abb.; Chicago.

MAYER, G. (1956): Kotpillen als Füllmasse in Hoernesien und weitere Kotpillenvorkommen im Kraichgauer Hauptmuschelkalk. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **12**, 531—535, 6 Abb.; Stuttgart.

MEISCHNER, K. D. (1964): Allodapische Kalke, Turbidite in riffnahen Sedimentations-Becken. — Developments in Sedimentology, **3**, 156—191, 3 Taf., 5 Abb.; Amsterdam.

MIŠIK, M. (1966): Microfacies of the mesozoic and Tertiary limestones of the West Carpathians. 276 S., 101 Taf.; Bratislava (Slovak. Akad. Wiss.).

MONTY, C. L. V. (1965): Recent algal stromatolites in the windward lagoon, Andros Island, Bahamas. — Ann. Soc. Géol. Belg., **88**, 269—276, 2 Taf.; Brüssel.

— (1967): Distribution and structure of recent stromatolitic algal mats, Eastern Andros Island, Bahamas. — Ann. Soc. Géol. Belg., **90**, 55—99, 19 Taf., 13 Abb.; Brüssel.

MÜNZING, K. (1960): Stratigraphische und landschaftsgeschichtliche Beobachtungen in der Gegend von Bopfingen (Württemberg). — Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württ., **115**, 175—215; Stuttgart.

MUIR-WOOD, H. (1965): Mesozoic and Cenozoic Terebratulidina. — In: R. C. MOORE: Treatise on Invertebrate Paleontology, Part H, Brachiopoda, 2, H 816—H 857; Lawrence/Kansas.

NAEF, A. (1922): Die fossilen Tintenfische. 322 S., 101 Abb.; Jena (G. Fischer).

NEUMANN, J.(1907): Die Oxfordfauna von Cetechowitz. — Beitr. Paläontol. Geol. Österr.-Ungarns u. Orients, **20**, 1—67, 2 Abb., Taf. 1—8; Wien & Leipzig.

NIGGLI, P. (1952): Gesteine und Minerallagerstätten. 2. Exogene Gesteine und Minerallagerstätten. 557 S., 181 Abb.; Basel (Birkhäuser).

NITZOPOULOS, G. (1968): Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der südlichen Frankenalb. SW-Teil des Gradabteilungsblattes Heidenheim am Hahnenkamm. — Dipl.-Arb. Univ. München. — [Mskr.]

— (1973): Faunistisch-ökologische, stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen am Schwammstotzen vom Spielberg am Hahnenkamm (Ob. Oxfordien), Südliche Frankenalb. — Diss. TU Berlin, 131 S., 11 Taf., 18 Abb., 3 Tab.; Berlin.

OESTERLE, H. (1968): Foraminiferen der Typlokalität der Birmenstorfer-Schichten, unterer Malm (Teilrevision der Arbeiten von J. KÜBLER & H. ZWINGLI 1866—1870 und von R. HAEUSLER 1881—1893). — Eclogae geol. Helv., **61**, 695—792, 53 Abb.; Basel.

OPPEL, A. (1856—1858): Die Juraformation Englands, Frankreichs und des südwestlichen Deutschlands. — Württ. naturwiss. Jh., **12—14**, 857 S., 1 geogn. Kt.; Stuttgart.

— (1863): Palaeontol. Mittheilungen aus dem Museum des Koenigl. Bayer. Staates. III. Über jurassische Cephalopoden. S. 127—266, Taf. 40—74; Stuttgart (Ebner & Seubert).

PARSCH, K. O. A. (1956): Die Serpuliden-Fauna des Südwestdeutschen Jura. — Palaeontographica. Abt. A, **107**, 211—240, 3 Taf., 1 Abb., 3 Tab.; Stuttgart 1956.

PAULSEN, S.: Aufbau und Petrographie des Riffkomplexes von Arnegg im höheren Weißen Jura der Schwäbischen Alb. — Arb. geol. paläont. Inst. TH Stuttgart, N.F. **42**, 98 S., 22 Taf., 20 Abb.; Stuttgart 1964.

PIA, J. (1927): Thallophyta. — In: M. HIRMER: Handbuch der Paläobotanik, 1. Abschnitt, S. 31—136, Abb. 14—129; München & Berlin (R. Oldenburg).

— (1933): Die rezenten Kalksteine. — 420 S., 22 Abb., 4 Taf.; Leipzig (Akad. Verlagsgesellschaft).

PLUMLEY, W. J., RISLEY, G. A., GRAVES, R. W. Jr. & KALEY, M. E. (1962): Energy index for lime-

stone interpretation and classification. — Amer. Assoc. Petrol. Geologists, Mem. **1** (Classification of carbonate rocks), 85—107, 3 Taf., 5 Abb.; Tulsa/Oklah.

POKORNY, V. (1958): Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie. Bd. 2. 453 S., Abb. 550—1077; Berlin (Deutscher Verlag d. Wiss.)

PORRENGA, D. H. (1967): Glaukonite and Chamosite as depth indicators in the marine environment. — Marine Geol., **5**, 459—501, 4 Abb.; Amsterdam, London & New York.

PURDY, E. G. (1963): Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank. — J. Geol., **71**, 334—335, 5 Taf., 5 Abb., 2 Tab.; 472—497, 1 Taf., 4 Abb., 7 Tab.; Chikago.

QUENSTEDT, F. A. (1843): Das Flözgebirge Württembergs. 564 S.; Tübingen (Laupp).

— (1856—1858): Der Jura. 842 S., 100 Taf., 42 Abb., 3 Profiltaf.; Tübingen (Laupp).

— (1887—1888): Die Ammoniten des Schwäbischen Jura. Bd. 3. Der weiße Jura. S. 817—1140, Taf. 91—126; Stuttgart.

RADOIČIČ, R. (1966): Microfacies du Jurassique des Dinarides de la Yougoslavie. — Geol. Trans. Reports (Razprave Geol. Porocila), **9**, 5—23, 165 Taf.; Ljubljana.

RAUFF, H. (1893—1894): Palaeospongiologie. Allgemeiner und spezieller Teil, Erste Hälfte. — Palaeontographica, **40**, VI + 346 S., 17 Taf., 75 Abb.; Stuttgart.

REINECK, H.-E. (1970): Das Watt. Ablagerungs- und Lebensraum. — 142 S., 75 Abb.; Frankfurt a. Main (Kramer).

REUTER, L. (1927): Der Weiße Jura (Malm). — In: M. SCHUSTER: Abriß der Geologie von Bayern rechts des Rheins, Bd. 4, 71—91, Abb. 9—15; München (Oldenburg, Piloty & Löhle).

RICHTER, R. (1942): Die Einkippungsregel. — Senckenbergiana, **25**, 181—206, 1 Abb.; Frankfurt a. Main.

ROLL, A. (1934): Form, Bau und Entstehung der Schwammstotzen im süddeutschen Malm. — Paläont. Z., **16**, 197—246, 18 Abb.; Berlin.

SALFELD, H. (1915): Monographie der Gattung *Cardioceras* NEUMAYR et UHLIG. Teil I. Die Cardioceraten des oberen Oxford und Kimmeridge. — Z. dt. geol. Ges., **67**, 149—204, Taf. 16—20; Berlin.

SCHÄDEL, K. (1957): Ein geologisches Profil durch den Lochenstein bei Balingen. — Jh. geol. Landesamt Baden-Württ., **2**, S. 175—178, 1 Abb.; Freiburg i. Br.

SCHÄFER, W. (1962): Aktuo-Paläontologie nach Studien in der Nordsee. 666 S., 36 Taf., 227 Abb.; Frankfurt a. Main (W. Kramer).

SCHAIRER, G. (1963): Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Gebiet des Nördlinger Rieses. SE-Quadrant des Positionsblattes Heidenheim 407. — Dipl.-Arb. Univ. München. — [Mskr.]

— (1967): Biometrische Untersuchungen an *Perisphinctes, Ataxioceras, Lithacoceras* der Zone der *Sutneria platynota* (REINECKE) (unterstes Unterkimmeridgium) der Fränkischen Alb. — Diss. München, 131 S., 18 Taf., 61 Abb., 37 Tab.; München.

— (1968): Neue Funde zu *Ammonites perarmatus mamillanus* (QUENSTEDT). — Mitt. bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **8**, 117—125, 1 Taf., 4 Abb., 1 Tab.; München.

— (1970): Quantitative Untersuchungen an *Sutneria platynota* (REINECKE) (Perisphinctidae, Ammonoidea) der fränkischen Alb (Bayern). — Mitt. bayer. Staatssamml. Paläont. histor. Geol., **10**, 153—174, 2 Taf., 13 Abb.; München.

— (1972): *Taramelliceras, Glochiceras, Ochetoceras* (Haploceratacea, Ammonoidea) aus der *platynota*-Zone (unterstes Unterkimmeridgien) der Fränkischen Alb (Bayern). — Mitt. bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., **12**, 33—56, 2 Taf., 11 Abb.; München.

SCHINDEWOLF, O. H. (1925): Entwurf einer Systematik der Perisphincten. — N. Jb. Miner. Geol. Paläont., Abt. B, **52**, 309—343, 4 Abb.; Stuttgart.

— (1958): Über Aptychen (Ammonoidea). — Palaeontographica, Abt. A, **111**, 1—46, Taf. 1—9; Stuttgart.

— (1960): Stratigraphische Methodik und Terminologie. — Geol. Rdsch., **49**, 1—35, 1 Tab.; Stuttgart.

— (1970): Stratigraphie und Stratotypus. — Abh. Akad. Wiss. u. Lit., math.-naturwiss. Kl., **1970** (2), 134 S.; Mainz.

SCHMIDT, H. (1956): Zur Rangordnung der Faziesbegriffe. — Mitt. geol. Ges. Wien, **49**, 333—345, 1 Abb.; Wien.

SCHMIDT-KALER, H. (1962): Stratigraphische und tektonische Untersuchungen im Malm des nordöstlichen Ries-Rahmens. Nebst Parallelisierung des Malm Alpha bis Delta der Südlichen Frankenalb über das Riesgebiet mit der schwäbischen Ostalb. — Erlanger geol. Abh., **44**, 51 S., 3 Taf., 1 geol. Kt.; Erlangen. — [1962a]

— (1962): Zur Ammonitenfauna und Stratigraphie des Malm Alpha und Beta in der Südlichen und Mittleren Frankenalb. — Erlanger geol. Abh., **43**, 12 S., 2 Taf.; Erlangen. — [1962b]

— (1969): Der Jura im Ries und seiner Umgebung. — Geologica Bavarica, **61**, 59—86, 12 Abb.; München.

— (1970): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 6930 Heidenheim. — 120 S., 7 Tab., 1 Beil.; München.

SCHMIERER, Th. (1902): Das Altersverhältnis der Stufen „Epsilon" und „Zeta" des weissen Jura. — Z. dt. geol. Ges., **54**, 525—607, 14 Abb.; Berlin.

SCHNEID, Th. (1915): Die Geologie der fränkischen Alb zwischen Eichstätt und Neuburg a. D. I. Stratigraphischer Teil. — Geogn. Jh., **27** (1914), 59—172, Taf. 1—9; München.

— (1947): Über Ataxioceratiden des nördlichen Frankenjura. — Palaeontographica, Abt. A, **96** (1944), 1—43, Taf. 1—12, 1 Abb.; Stuttgart.

SCHRAMMEN, A. (1924): Zur Revision der Jura-Spongien von Süddeutschland. — Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F. **13**, 125—154; Stuttgart.

— (1936): Die Kieselspongien des Oberen Jura von Süddeutschland. — Palaeontographica, Abt. A, **84**, 149—194, Taf. 14—23; Stuttgart.

— (1937): Die Kieselspongien des Oberen Jura von Süddeutschland. Besonderer Teil. — Palaeontographica, Abt. A, **85**, 1—114, Taf. 1—17; Stuttgart.

SCHRÖDER, J. (1924): Juraformation. — In: E. KAYSER: Lehrbuch der Geologie, **4**, 1—123, 33 Abb.; München.

SCHULER, G. (1965): Die Malm Alpha/Beta-Grenze i. S. Quenstedts in der Mittleren Frankenalb. — Geol. Bl. NO-Bayern, **15**, 1—21, 1 Taf.; Erlangen.

SEIBOLD, E. (1950): Der Bau des Deckgebirges im oberen Rems-Kocher-Jagst-Gebiet. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **92**, 243—366, 1 Taf., 17 Abb., 12 Tab.; Stuttgart.

— (1952): Chemische Untersuchungen zur Bankung im unteren Malm Schwabens. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **95**, 337—370, 11 Abb., 2 Tab., 1 Beil.; Stuttgart.

SEIBOLD, E. & I. (1953): Foraminiferenfauna und Kalkgehalt eines Profils im gebankten Malm Schwabens. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **98**, 28—86, Taf. 4—6, 5 Abb., 2 Beil.; Stuttgart.

— (1955): Revision der Foraminiferen-Bearbeitung C. W. GÜMBELS (1862) aus den Streitberger Schwamm-Mergeln (Oberfranken, Unterer Malm). — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **101**, 91—134, 2 Taf., 5 Abb.; Stuttgart.

— (1956): Revision der Foraminiferen-Bearbeitung C. SCHWAGERS (1865) aus den Impressaschichten (Unterer Malm) Süddeutschlands. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **103**, 91—154, 1 Taf., 6 Abb.; Stuttgart.

— (1960): Foraminiferen der Bank- und Schwammfazies im unteren Malm Süddeutschlands. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **109**, 309—438, 2 Taf., 22 Abb., 4 Tab.; Stuttgart.

SIEMIRADZKI, J. v. (1898—1899): Monographische Beschreibung der Ammonitengattung Perisphinctes. — Palaeontographica, **45**, 69—352, Taf. 20—27, Abb. 1—85; Stuttgart.

STANLEY, S. M. (1972): Functional morphology and evolution of byssally attached bivalve mollusks. — J. Paleontol., **46** (2), 165—212, 34 Abb.; Tulsa/Oklah.

STREIM, W. (1960): Geologie der Umgebung von Beilngries (Südliche Frankenalb). — Erlanger geol. Abh., **36**, 15 S., 6 Abb., 1 geol. Kt.; Erlangen.

— (1961): Stratigraphie, Fazies und Lagerungsverhältnisse des Malm bei Dietfurt und Hemau (Südliche Frankenalb). — Erlanger geol. Abh., **38**, 49 S., 1 geol. Kt.; Erlangen.

STRIEBEL, H. (1963): Stratigraphisch-faunistische Untersuchungen in der Südlichen Frankenalb. Südostquadrant des Blattes Nennslingen 6932. — Dipl.-Arb. Univ. München. — [Mskr.]

STROBEL, O. (1963): Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Gebiet des Nördlinger Rieses. — Dipl.-Arb. Univ. München. — [Mskr.]

TAIT, R. V. (1971): Meeresökologie. Das Meer als Umwelt. 305 S., 105 Abb., 9 Tab.; Stuttgart (Thieme). — [Dtv, wiss. Reihe, Nr. 4091]

TRAUTH, F. (1936): Aptychenstudien. VIII. Die Laevilamellaptychen des Oberjura und der Unterkreide. — Ann. Naturhist. Mus. Wien, **68**, 127—152, Taf. 3; Wien.

— (1938): Die Lamellaptychi des Oberjura und der Unterkreide. — Palaeontographica, **88**, 115—229, Taf. 10—14; Stuttgart.

Treatise (1957): s. ARKELL, KUMMEL & WRIGHT (1957).

TRÖGER, W. E. (1967): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2: Textband. 822 S., 16 Tab., 259 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).

VALETON, I. (1958): Der Glaukonit und seine Begleitminerale aus dem Tertiär von Walsrode. —

Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, **27**, 88—131, 14 Abb., Taf. 15—16; Hamburg.

— (1959): Zur Bildung von Glaukonitsedimenten im Nordwestdeutschen Tertiär. — Eclogae geol. Helv., **51**, 803—814, 9 Abb., 4 Tab.; Basel.

VOGEL, K. (1963): Riff, Bioherm, Biostrom — Versuch einer Begriffserklärung. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1963**, 680—688; Stuttgart.

VOLLMAYR, Th. (1971): Zur Geologie des Feldes Pfullendorf-Ostrach. — Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. Ing., **37** (92), 1—20; Zürich.

WAAGEN, W. (1864): Der Jura in Franken, Schwaben und der Schweiz, verglichen nach seinen palaeontologischen Horizonten. 234 S.; München (H. Manz), Paris (A. Franck) & London (Williams & Norgate).

WAGNER, G. H. (1963): Profil vom Oberen Dogger Beta bis zum Unteren Malm bei Heidenheim am Hahnenkamm. — Geol. Bl. NO-Bayern, **13**, 194—195; Erlangen.

WALLISER, O. H. (1966): Die Silur/Devon-Grenze. Ein Beispiel biostratigraphischer Methodik. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **125**, 235—246; Stuttgart.

WEBER, E. (1941): Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Wemding. — Abh. Naturk. Tiergartenver. Schwaben, geol.-paläont. Reihe, **2**, 248 S., 15 Abb.; Augsburg.

WEGELE, L. (1929): Stratigraphische und faunistische Untersuchungen im Oberoxford und Unterkimmeridge Mittelfrankens. — Palaeontographica, **71**, 117—210, Taf. 25—28, 1 Tab.; **72**, 1—94, Taf. 1—11; Stuttgart.

WELLNHOFER, P. (1964): Zur Pelecypodenfauna der Neuburger Bankkalke (Mitteltithon). — Abh. bayer. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., N.F. **119**, 143 S., 7 Taf., 69 Abb., 2 Tab.; München.

WENDT, J. (1970): Stratigraphische Kondensation in triadischen und jurassischen Cephalopodenkalken der Tethys. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1970**, 433—448, 13 Abb.; Stuttgart.

WINTER, B. (1970): Foraminiferenfaunen des Unter-Kimmeridge (Mittlerer Malm) in Franken. — Erlanger geol. Abh., **79**, 56 S., 4 Taf., 35 Abb.; Erlangen.

WOLF, K. H. (1965): Petrogenesis and paleoenvironment of Devonian algal limestones of New South Wales. — Sedimentology, **4**, 113—178, 40 Abb., 7 Tab.; Amsterdam.

WRAY, J. L. (1969): Algae in Reefs through time. — In: E. L. YOCHELSON (Hrsg.): Proceedings of the North American Paleontological Convention. — Field Museum of Natural History, **2**, 705—1674; Chikago.

ZANKL, H. (1969): Der Hohe Göll. Aufbau und Lebensbild eines Dachsteinkalk-Riffes in der Obertrias der nördlichen Kalkalpen. — Abh. Senckenberg. naturforsch. Ges., **519**, 123 S., 15 Taf., 74 Abb.; Frankfurt a. Main.

ZEISS, A. (1957): Die ersten Cardioceratenfaunen aus dem oberen Unter-Oxfordien Süddeutschlands und einige Bemerkungen zur Dogger/Malm-Grenze. — Geol. Jb., **73**, 183—204, 2 Tab.; Hannover.

— (1962): Revision einiger Ammoniten aus dem untersten Malm der Frankenalb nebst Bemerkungen zur Stratigraphie des Malm *α* in Franken. — Geol. Bl. NO-Bayern, **12**, 160—164; Erlangen.

— (1964): Zur Malm Gamma/Delta-Grenze in Franken. — Geol. Bl. NO-Bayern, **14**, 104—115; Erlangen.

— (1965): Exkursion in den Malm der südwestlichen Frankenalb. — Geol. Bl. NO-Bayern, **15**, 90—102, 1 Abb., 1 Tab.; Erlangen.

— (1966): Biostratigraphische Auswertung von Ammoniten-Aufsammlungen im Profil des Malm alpha und beta am Feuerstein bei Ebermannstadt (Ofr.). — Erlanger geol. Abh., **62**, 104—111; Erlangen.

— (1968): Untersuchungen zur Paläontologie der Cephalopoden des Unter-Tithon der Südlichen Frankenalb. — Abh. bayer. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., N.F. **132**, 190 S., 27 Taf., 17 Abb., 6 Tab.; München.

ZIEGLER, B. (1955): Die Sedimentation im Malm Delta der Schwäbischen Alb. — Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F. **37**, 29—55, 7 Abb.; Stuttgart.

— (1958): Monographie der Ammonitengattung *Glochiceras* im epikontinentalen Weißjura Mitteleuropas. — Palaeontographica, **110**, 93—164, Taf. 10—16, 66 Abb.; Stuttgart.

— (1959): *Idoceras* und verwandte Ammoniten-Gattungen im Oberjura Schwabens. — Eclogae geol. Helv., **52**, 19—56, 1 Taf., 4 Abb.; Basel.

— (1963): Ammoniten als Faziesfossilien. — Paläont. Z., **37**, 96—102, 3 Abb.; Stuttgart. — [1963a]

— (1963): Leitfossilien und Faziesfossilien. — Vjschr. naturforsch. Ges. Zürich, **108**, 217—242, 40 Abb.; Zürich. — [1963b]
— (1964): Bewuchs auf Spongien. — Paläont. Z., **38**, 88—97, Taf. 10—12, 5 Abb.; Stuttgart.
— (1967): Ammoniten-Ökologie am Beispiel des Oberjura. — Geol. Rdsch., **56**, 439—464, 20 Abb.; Stuttgart.
— (1972): Einführung in die Paläobiologie. Teil 1. Allgemeine Paläontologie. 245 S., 249 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).
ZORN, H. (1971): Paläontologische, stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen des Salvatoredolomits (Mitteltrias) der Tessiner Kalkalpen. — Schweiz. Paläont. Abh., **91**, 90 S., 17 Taf., 52 Abb., 13 Tab.; Basel.

Nachtrag

Die nachstehend zitierte, in diesem Zusammenhang wichtige Arbeit konnte, da sie dem Verf. nicht rechtzeitig bekannt wurde, nicht mehr berücksichtigt werden:

WAGENPLAST, P. (1972): Ökologische Untersuchungen der Fauna aus Bank- und Schwammfazies des Weißen Jura der Schwäbischen Alb. — Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Stuttgart, N.F. **67**, 1—99, 18 Taf., 10 Abb., 5 Tab.: Stuttgart.

Anschrift des Verfassers: Dr. Georgios Nitzopoulos, Dryowouno-Kozani (Griechenland).

Tafel 1

Fig. 1—2. Kuppelförmige Stromatolithe, auf plattigem Schwamm aufgewachsen. Organische Einschlüsse (insbesondere Serpel- und Foraminiferenfragmente) treten vor allem im Grenzbereich Schwamm/Stromatolith auf. Längliche Schalenteilchen ordnen sich meist parallel zum Lamellenverlauf. Das dunkle Gebilde auf der rechten Kuppel in Fig. 1 (auch in Fig. 3 zu sehen) ist eine Bryozoenkolonie. Die Kuppeln stoßen mit ihrer Dachpartie an eine zweite Schwamm-Mumie, auf der wiederum ein Stromatolith sitzt (außerhalb des Bildes).
Steinbruch „Schneider", Biolithitfazies. Dünnschliff ST1—8/1; Negative. — 2,84 × u. 1,45 ×.

Fig. 3. Säuliger Stromatolith, auf kalzitisiertem Skelettrest (?). Die Abgrenzung gegen das umgebende Sediment wird stellenweise durch feine, kalzitisch verheilte Risse zusätzlich betont. Dunkle Stellen zu beiden Seiten des Stromatolithes: grobkörnige Kalziteinschlüsse.
Steinbruch „Schneider", Biolithitfazies. Dünnschliff ST3—12/1; Negativ. — 4,85 ×.

Fig. 4. Stromatolithische Partien in lateraler und vertikaler Verbindung mit schlierig-wolkigen Algenstrukturen (Aphanostromata). Grobkörnige Kalziteinschlüsse (schwarz).
Steinbruch „Schneider", Biolithitfazies. Dünnschliff ST3—12/2; Negativ. — 2,84 ×.

Fig. 5. Stromatolithenstock mit schalig-kuppelförmigem Aufbau. Die krümelige Struktur ist gut zu erkennen.
Steinbruch „Schneider", Biolithitfazies. Dünnschliff ST1—1/2. — 22,7 ×.

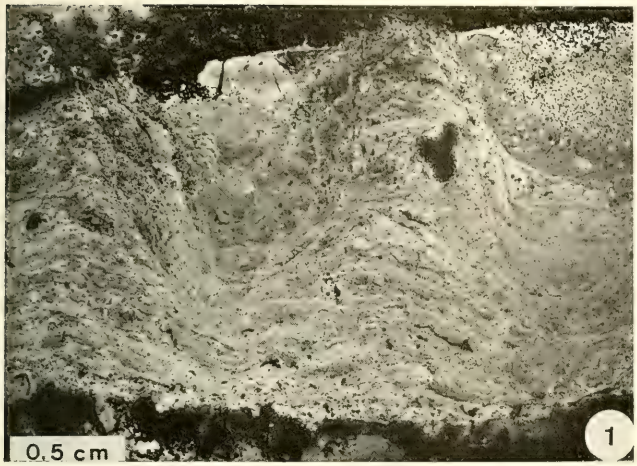
Plate 1

Figs. 1—2. Dome-shaped stromatolites attached to plate-like sponge. Organic inclusions (serpulid and foram fragments) appear mostly at the sponge stromatolite interface. Elongate shell fragments parallel the lamellae. The dark object above the right hand dome in fig. 1 is a bryozoan zoarium. The dome tips are in touch with another sponge mummy which, in turn, bears a stromatolite (not in the picture).

Fig. 3. Columnar stromatolite on a sparry test relic (?). Delimitation against surrounding matrix is partly stressed by calcite filled fractures.
Dark areas at left and right: voids of sparry calcite.

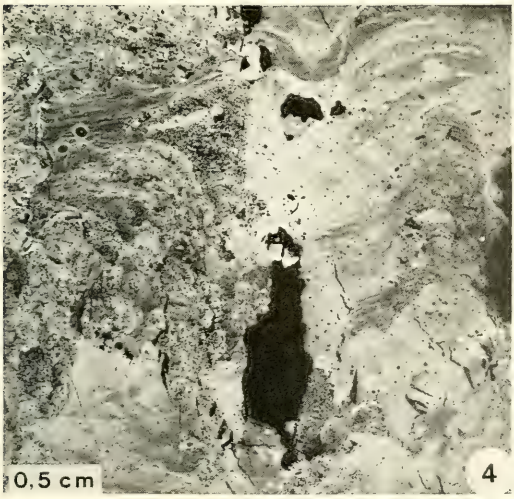
Fig. 4. Stromatolitic portions with vertical and lateral transitions to cloud-like algal structures (aphanostromata). Sparry infills and inclusions dark.

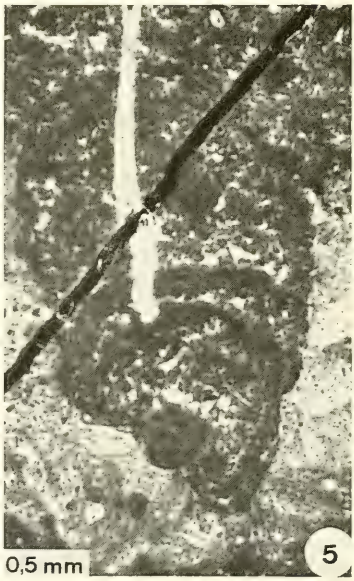
Fig. 5. Stromatolite, grown by hemispheric accretions. Crumblike structure is easily recognizable.


0,5 cm
1

0,25 cm
3

1 cm
2


0,5 cm
4


0,5 mm
5

Tafel 2

Fig. 1—4. Aphanostromata unterschiedlicher Form und Größe. Charakteristisch ist das phototrop gerichtete Wachstum.

Fig. 1. Das Gestein wird vorwiegend von schlierigem Algenmikrit aufgebaut. Bezeichnend sind die zahlreichen, unregelmäßig geformten Kleinhöhlen, deren Füllung aus grobkörnigem Kalzit besteht.
Steinbruch „Schneider", Biolithitfazies. Dünnschliff ST2—10. — 2,4 ×.

Fig. 2. Schwammgebundene Aphanostromata mit wolkig-schichtigem Aufbau. Die Abgrenzung gegen das umgebende Sediment ist vollkommen scharf. Bei geneigter Unterlage entwickeln sich die Aphanostromata bevorzugt an den morphologisch exponierten Stellen (Mitte). Bei lagig-horizontal eingebetteten Schwämmen bedecken die Aphanostromata meist die ganze Schwammoberfläche (oben). In den Aphanostromata sind milchig-weiße Foraminiferen-Schalen eingeschlossen. Die Grundmasse führt Intraklaste.
Steinbruch „Schneider", Biolithitfazies. Anschliff ST2—7. — 0,8 ×.

Fig. 3—4. Säulige Aphanostromata, auf Bioklasten (meist Schwammfragmenten) aufgewachsen, vereinigen sich durch laterale Verzweigungen zu einem unregelmäßig begrenzten, „riffartigen" Komplex, dessen Hohlräume mit Grundmasse ausgefüllt sind. In den Aphanostromata treten zahlreiche sessile Foraminiferen auf (helle Punkte).
Um die räumlichen Verhältnisse der Aphanostromata im Mikrobereich zu zeigen, wurden hierfür beide Seiten einer 0,5 cm dicken Gesteinsplatte photographisch abgebildet.
Steinbruch „Schneider", Biolithitfazies. Anschliff ST1—10. — 0,8 ×.

Plate 2

Figs. 1—4. Aphanostromata differing in size and form. Observe phototropic growth!

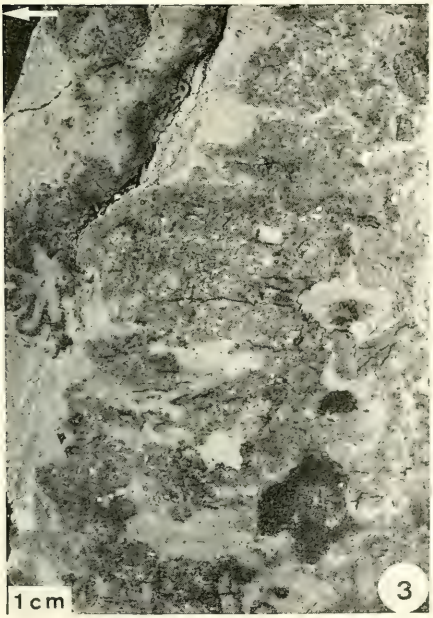
Fig. 1. Schlieren-type of algal micrite characterized by small frequent voids of irregular shape, filled by sparry calcite.

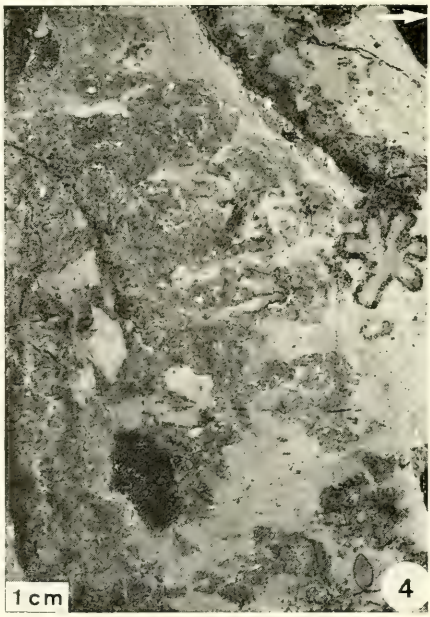
Fig. 2. Sponge-bound aphanostromata of laminate cloud-like structure. Delimitation against the matrix is neat. On tilted substrates aphanostromata develope preferably in exposed spots (center). On horizontal substrate (sponges) aphanostromata generally grow on the entire surface. Enclosed are the whitish shells of forams. Matrix with intraclasts.

Figs. 3—4. Columnar aphanostromata on bioclasts (mainly sponge fragments) uniting by lateral outgrowths to form an irregular "reeflike" complex. Enclosed voids contain matrix. Bright spots are sections of sessile forams. To give an idea of spatial variation in aphanostromata both sides of a 5 mm slab are figured.

0.5 cm
1

1 cm
2


1 cm
3


1 cm
4

Tafel 3

Fig. 1. Aphanostromata auf der Oberseite eines umgekippten becherförmigen Schwammes. Neben Foraminiferen, Serpeln und Schwammfragmenten enthalten die Aphanostromata zahlreiche Kleinhöhlen von unregelmäßiger Gestalt und unterschiedlicher Größe. Ein Teil der Kleinhöhlen zeigt geopetale Anlagerungsgefüge (Bildmitte rechts). Das hexactinellide Schwammskelett ist nahezu vollständig erhalten. Es läßt daher Einzelheiten der inneren Organisation, wie Epi- und Aporrhysen erkennen. Diese ehemaligen ein- und ableitenden Kanäle sowie das Spongocoel sind mit normalem Sediment gefüllt.
Steinbruch „Schneider", Biolithitfazies. Dünnschliff ST 1—1/3. — Ca. 2,84 ×.

Fig. 2. Aphanostromata, von milchig- und leuchtend-weißen, kalkschaligen Foraminiferen (*Nubeculinella* sp.) durchwuchert. Diese sessilen Formen zeigen innerhalb der Aphanostromata stellenweise eine schichtige Anordnung. Wahrscheinlich lebten sie in Symbiose mit den Algen. Auch in der Grundmasse (grau) können gelegentlich Nubeculinellen auftreten (linke Bildseite).
Steinbruch „Schneider", Biolithitfazies. Anschliff ST2—7. — Ca. 3,4 ×.

Fig. 3. Intraklaste verschiedener Größe mit und ohne Kern sind in unregelmäßigen, schlierigen Nestern konzentriert.
Steinbruch „Schneider", Bioarenitfazies. Dünnschliff S2/3. — Ca. 3,65 ×.

Fig. 4. Schwamm-Intraklast mit erkennbarer Skelettstruktur. Dunkle Stellen: Löcher im Schliff.
Steinbruch „Schneider", Biolithitfazies. Dünnschliff ST1—10. — 28,4 ×.

Fig. 5. Wie Fig. 3. Detailaufnahme um das Zusammenwachsen von Intraklasten zu zeigen. Es entstehen nierenförmige Gebilde, bei denen die einzelnen Zentren noch gut zu erkennen sind. — Ca. 20 ×.

Plate 3

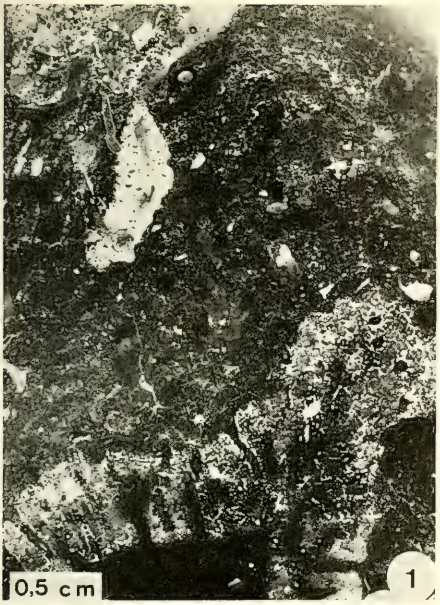
Fig. 1. Aphanostromata on an upside-down sponge. They enclose numerous irregularly shaped voids of different sizes as well as serpulids, forams, and sponge fragments. Some of the smaller voids show geopetal infills (center, right). The hexactinellid sponge skeleton is almost completely preserved. One recognizes details as epi- and aporhyses. These passages and the spongocoel space contain fine grained sediment.

Fig. 2. Aphanostromata with irregular layers of porcelaneous miliolid forams. Algal / foraminiferal symbiosis is suggested. Occasionally the forams are found in the matrix also (upper left).

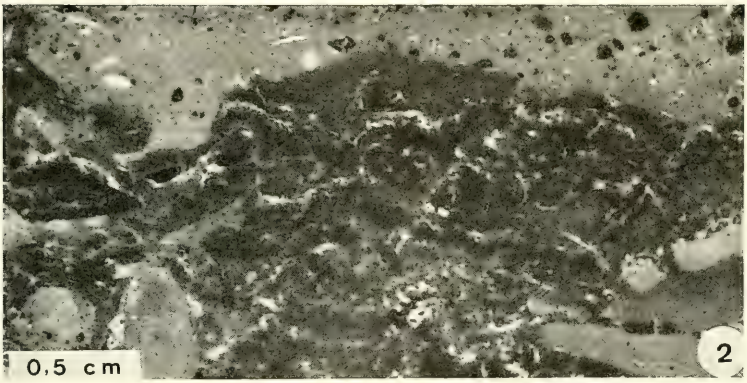
Fig. 3. Intraclasts of various sizes forming schlieren. Clast partially show internal structures.

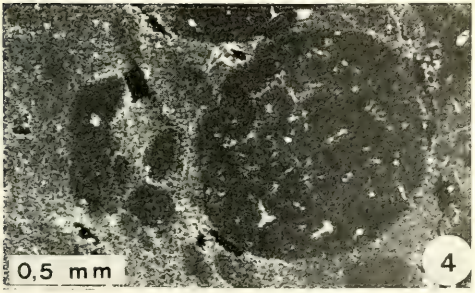
Fig. 4. Sponge-intraclast with obscure skeletal structures. Black spots: holes in thinsection.

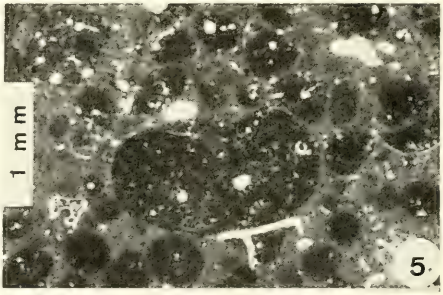
Fig. 5. As in fig. 3. Detail, showing clasts united to reniform shape, with individual centers still recognizable.


0,5 cm
1

0,5 cm
3


0,5 cm
2


0,5 mm
4


1 mm
5

Tafel 4

Fig. 1. Wolkige Anhäufungen von Intraklasten. Bioklaste (dunkel): Echinodermen-Fragmente, Foraminiferen und unbestimmbare Schalenteilchen.
Steinbruch „Schneider", Bioarenitfazies, Bank S2. Dünnschliff S2/2; Negativ. — 3,25 ×.

Fig. 2. Biointramikrit mit tonreichen Flasern. In den Flasern (Bildmitte) starke Konzentration von Intraklasten.
Steinbruch „Schneider", Biolithitfazies. Dünnschliff ST1—10; Negativ. — 4 ×.

Fig. 3. Verschieden große Intraklaste sind mehr oder weniger regellos in der fein- und gleichkörnigen Grundmasse verteilt und scharf gegen sie begrenzt. Bildmitte: Intraklaste von Nubeculariidae (hell) fast vollständig umgeben.
Steinbruch „Schneider", Bioarenitfazies, Bank S11. Folienabzug S11/2. — 1,22 ×.

Fig. 4. Bio- und Intraklaste sind ringsum von feinkörnigem Glaukonit (dunkle Pünktchen) umgeben, der stellenweise auch in das Innere der Körner eindringt, sowie sonst in der Grundmasse reichlich eingesprengt ist. Wenig Pyrit. Unter den Bioklasten überwiegen die Echinodermen-Fragmente.
Steinbruch „Schneider", Bioarenitfazies, Bank S20. Dünnschliff S20/5; Negativ. — 1,78 ×.

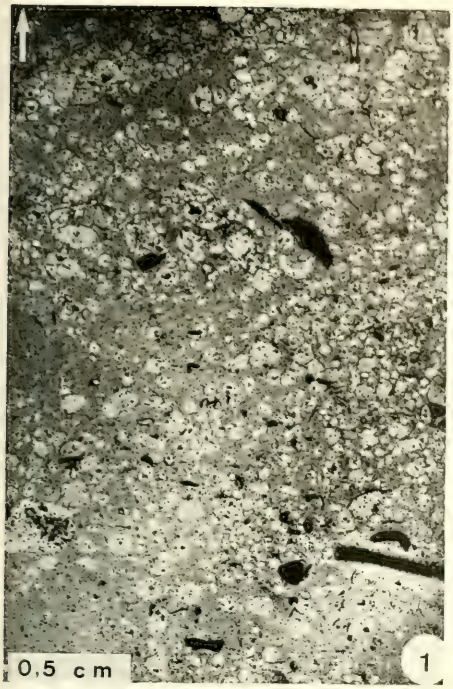
Plate 4

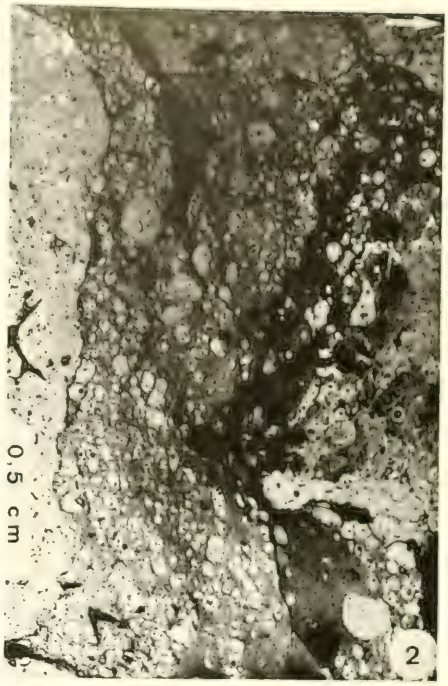
Fig. 1. Intraclast „clouds". Dark bioclasts: Fragments of echinoderms, indeterminable shells and forams.

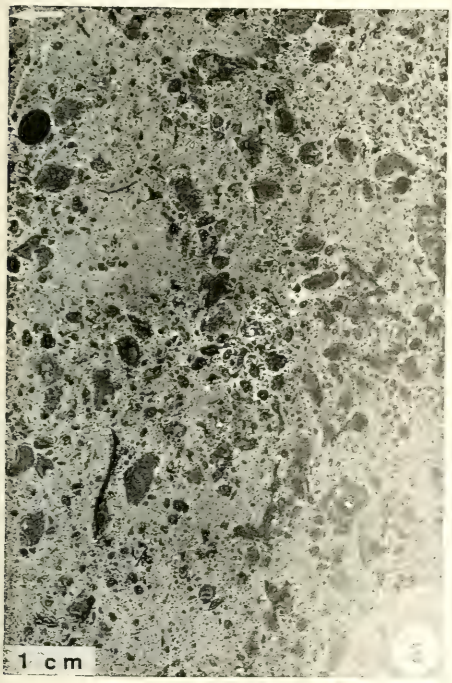
Fig. 2. Biointramicrite with marly bands. Bands may contain concentrations of intraclasts.

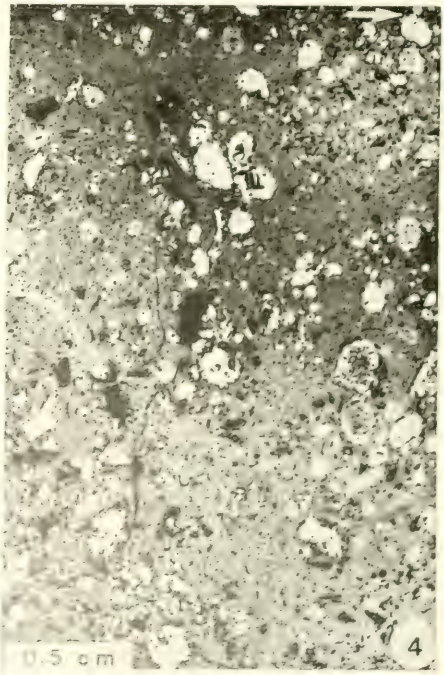
Fig. 3. Irregular distribution of various intraclast sizes in matrix of uniform grain size. Intraclasts are clearly set off. Center: Intraclasts almost entirely covered by nubeculariid forams (bright).

Fig. 4. Bioclasts and intraclasts surrounded by glauconite (dark grainlets). Glauconite may even invade the clasts. Matrix also rich in glauconite. Pyrite sparse. Echinoderm fragments dominate among bioclasts. Negative.


0,5 cm
1


0,5 cm
2


1 cm
3


0,5 cm
4

Tafel 5

Fig. 1. Kotpillen. Uniformität und einheitliche Größe deuten auf eine oder nur einige wenige Tierarten hin, die sie produzierten.
Steinbruch „Schneider", Biolithitfazies.
Schlämmrückstand. — Ca. 8 ×.

Fig. 2. Pellets als Füllung eines ellipsoidischen Gebildes (? Gehäusequerschnitt einer „*Terebratula*").
Steinbruch „Schneider"; Biolithitfazies.
Dünnschliff ST1.— 73 ×.

Fig. 3. Pellets in einem (?) Fraßgang angehäuft. Charakteristisch die etwas diffuse Begrenzung der einzelnen mikritischen Körperchen.
Steinbruch „Schneider", Biolithitfazies.
Dünnschliff ST1—1/2. — 24,3 ×.

Fig. 4—5. Verdickte, in Kalzit umgewandelte Schwammskelettelemente. Zwischen den Skleren treten Thuramminen auf, deren Gehäuseform recht variabel ist. Die Maschenräume des Skelettgitters und die Thuramminen-Gehäuse in Fig. 4 sind mit feinen, unscharf begrenzten Pellets ausgefüllt.
Steinbruch „Schneider", Biolithitfazies.
Dünnschliff ST2—9. — 24,3 ×.

Fig. 6. „*Lenticulina*" sp., etwa äquatorial angeschnitten.
Steinbruch „Schneider", Biolithitfazies.
Dünnschliff ST1—10. — 73 ×.

Fig. 7. *Nodosaria* sp., Längsschnitt (± axial).
Steinbruch „Schneider"; Biolithitfazies.
Dünnschliff ST1—4. — 73 ×.

Fig. 8. Spiculith: stark angehäufte und schlecht sortierte einachsige Spiculae.
Steinbruch „Schneider", Biolithitfazies.
Dünnschliff ST2—9. — 32,4 ×.

Fig. 9—11. Holothurienrädchen.
Steinbruch „Schneider", Biolithitfazies.
Fig. 9: Dünnschliff S2/3, Bioarenitfazies. — 73 ×.
Fig. 10: Dünnschliff S2/9, Bioarenitfazies. — 73 ×.
Fig. 11: Dünnschliff ST1—12, Biolithitfazies. — 73 ×.

Plate 5

Fig. 1. Fecal pellets. Uniform size suggests but one or few producing species. Washed sample.

Fig. 2. Pellet infill of on ellipsoidal space (terebratulid shell ?).

Fig. 3. Pellets concentrated in a (?) burrow. Note the characteristically diffuse lining of the micritic spherules.

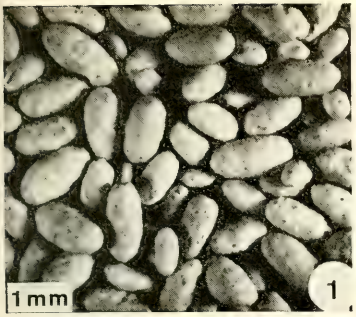
Figs. 4—5. Sponge skeleton with spicules thickened by calcification. Among the scleres thuramminas of variable shell shape. In fig. 4 skeletal interstices and *Thurammina* shells are filled in with pellets of diffuse lining.

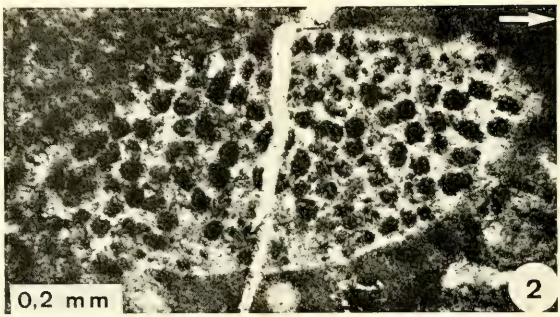
Fig. 6. "*Lenticulina*" sp., equatorial section (±).

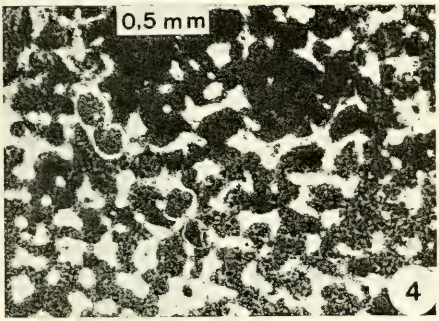
Fig. 7. *Nodosaria* sp., longitudinal section.

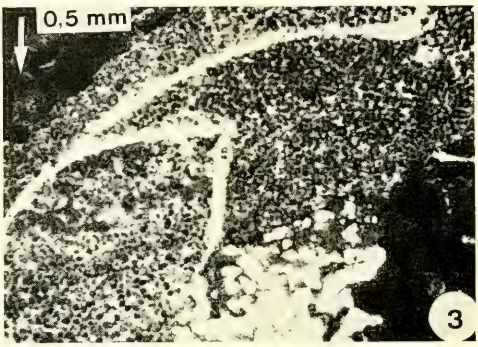
Fig. 8. Spiculite. Numerous badly sorted spicules.

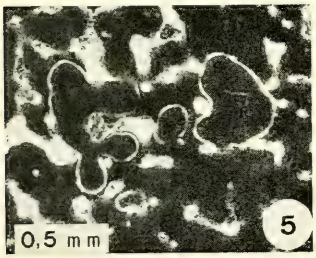
Figs. 9—11. Holothurian "wheels".


1 mm
1


0,2 mm
2

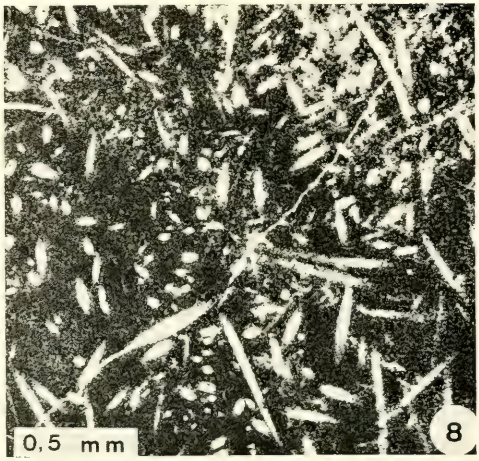

0,5 mm
4

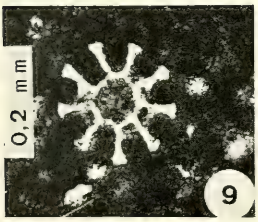

0,5 mm
3

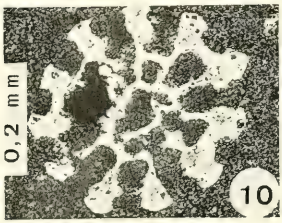

0,5 mm
5

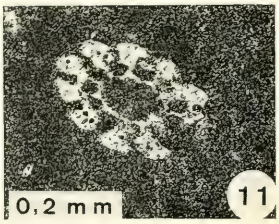
0,2 mm
6

0,2 mm
7


0,5 mm
8


0,2 mm
9

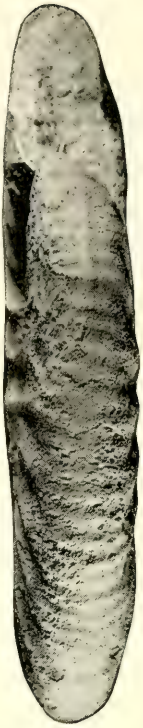

0,2 mm
10


0,2 mm
11

Tafel 6

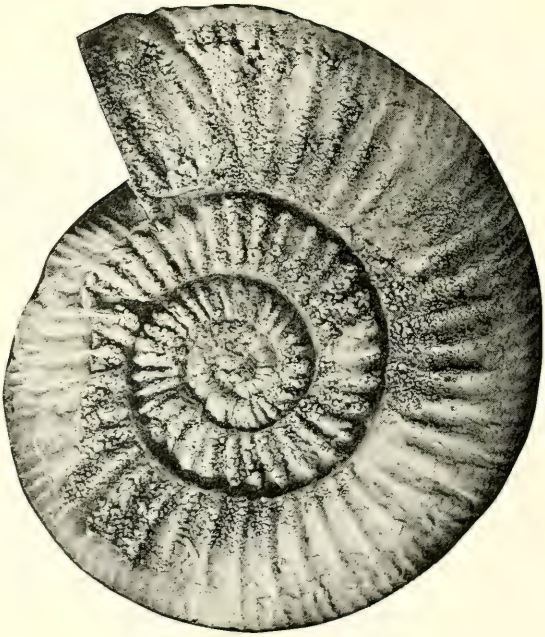
Fig. 1.	*Ataxioceras* (?) *cetechovium* (NEUMANN). a: Flankenansicht, b: Frontalansicht Bank S14, „Schneider"-Profil. — 0,82 ×.	S. 69
Fig. 2.	*Perisphinctes* (O.) *wemodingensis* WEGELE. Auf den Innenwindungen zahlreiche Parabelrippen. Bank 175, „Kaserne"-Profil. — 0,82 ×.	S. 63
Fig. 3.	*Perisphinctes* (O.) *wemodingensis* WEGELE. Bank S35, „Schneider"-Profil. — 0,82 ×.	S. 63

1a



1b

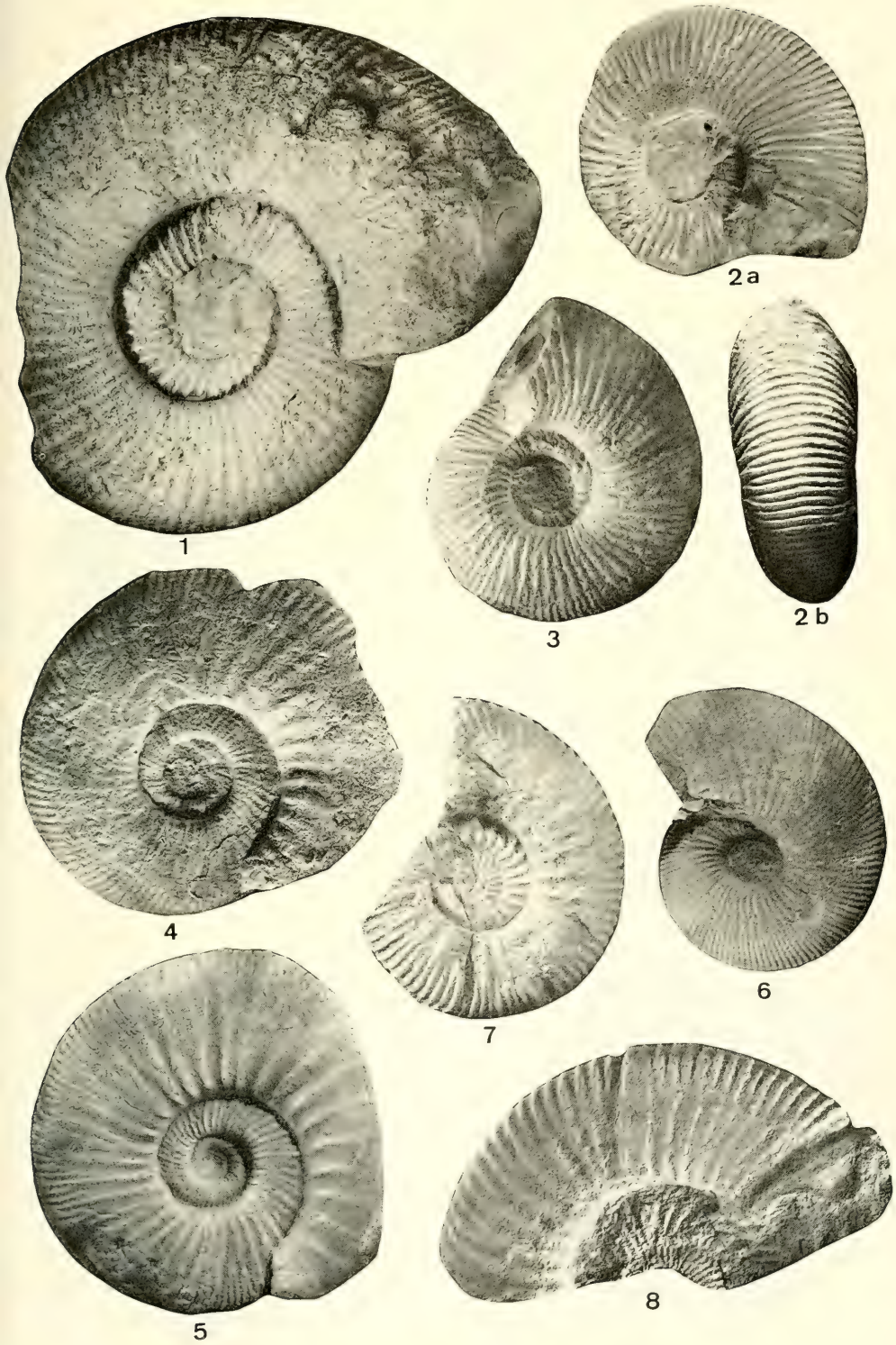
2



3

Tafel 7

Fig. 1.	*Lithacoceras* (*L.*) *spielbergense* n. sp. Vollständig gekammertes, schwach involutes Exemplar. Bank S20, „Schneider"-Profil. — 0,8 ×.	S. 67
Fig. 2.	*Lithacoceras* (*L.*) *spielbergense* n. sp. a: Flankenansicht, b: Externansicht. Auf dem äußersten Umgang mehrere Parabelbildungen. Bank S20, „Schneider"-Profil. — 0,8 ×.	S. 67
Fig. 3.	*Lithacoceras* (*L.*) *spielbergense* n. sp. Holotyp. Mäßig involut. Bank S20, „Schneider"-Profil. — 0,8 ×.	S. 67
Fig. 4.	*Ataxioceras* (*Parataxioceras*) n. sp. Dicht beripptes Exemplar. Bank S19, „Schneider"-Profil. — 0,8 ×.	S. 70
Fig. 5.	*Ataxioceras* (*Parataxioceras*) n. sp. Grob beripptes Exemplar mit mehreren Schaltrippen. Bank S32, „Schneider"-Profil. — 0,8 ×.	S. 70
Fig. 6.	*Lithacoceras streichense* (Oppel). Bank S4, „Schneider"-Profil. — 0,8 ×.	S. 68
Fig. 7.	*Pictonia* (*P.*) *perisphinctoides* (Wegele). Nicht horizontiert, „Schneider"-Profil. — 0,8 ×.	S. 80
Fig. 8.	*Idoceras* ? *schroederi* Wegele. Bruchstück mit „Mündungsohr". Bank S14, „Schneider"-Profil. — 0,8 ×.	S. 72


1
2 a
2 b
3
4
5
6
7
8

Tafel 8

Fig. 1. *Idoceras planula* (Hehl). S. 72
a: Flankenansicht, b: Frontalansicht.
Grob beripptes, nahezu vollständig erhaltenes Exemplar.
Bank S20, „Schneider"-Profil. — 0,4 ×.

Fig. 2. *Idoceras planula* (Hehl). S. 72
Grob beripptes, die Innenwindungen zeigendes Exemplar.
Bank S20, „Schneider"-Profil. — 0,4 ×.

Fig. 3. *Idoceras planula* (Hehl). S. 72
Vollständiges, weitnabeliges Exemplar. Auf der EWK sind die UR in der Nähe des Nabelrandes deutlich verstärkt. Zu Beginn der WK mehrere triplikate Einheiten.
Bank S14, „Schneider"-Profil. — 0,4 ×.

Fig. 4. *Idoceras planula* (Hehl). S. 72
Großwüchsiges und mäßig grob beripptes Exemplar.
Bank S13, „Schneider"-Profil. — 0,4 ×.

Fig. 5. *Idoceras planula* (Hehl). S. 72
a: Flankenansicht, b: Frontalansicht
Dicht beripptes und mäßig evolutes Exemplar.
Bank S20, „Schneider"-Profil. — 0,4 ×.

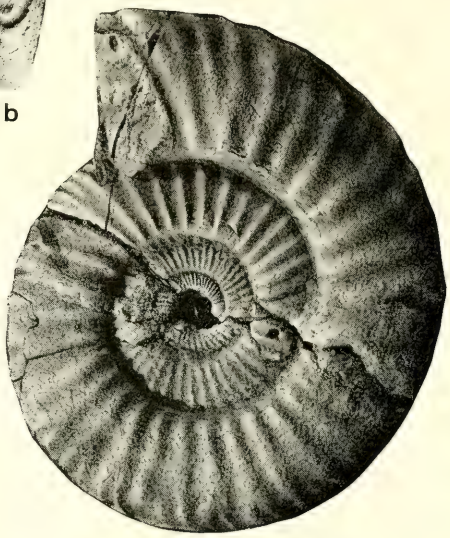
Fig. 6. *Idoceras planula* (Hehl). S. 72
Großwüchsiges und mäßig dicht beripptes Exemplar. Gegen Ende der WK stellen sich die UR dichter nebeneinander.
Bank S20, „Schneider"-Profil. — 0,4 ×.

1a

1b

2

3



4

5a

5b

6

Tafel 9

Fig. 1. *Idoceras planula* (HEHL). S. 72
Schwach evolutes u. dicht beripptes Exemplar, das an *Id. schroederi* erinnert.
Bank S13, „Schneider"-Profil. — 0,82 ×.

Fig. 2. *Idoceras planula* (HEHL). S. 72
Das Exemplar zeigt deutlich den stumpfen Charakter der UR.
Bank S13, „Schneider"-Profil. — 0,82 ×.

Fig. 3. *Idoceras planula* (HEHL). S. 72
Auf den Innenwindungen zahlreiche Einschnürungen. Der Rippenspaltpunkt liegt nahe der Externseite.
Bank S13, „Schneider"-Profil. — 0,82 ×.

Fig. 4. *Idoceras proteron* n. sp. S. 76
Holotyp.
Bank 181, „Kaserne"-Profil. — 0,82 ×.

Fig. 5. *Idoceras proteron* n. sp. S. 76
a: Flankenansicht, b: Externansicht.
Paratypoid, gröber berippt als der Holotyp.
Bank 176, „Kaserne"-Profil. — 0,82 ×.

Fig. 6. *Idoceras proteron* n. sp. S. 76
Paratypoid, stark evolut, dichter berippt als der Holotyp.
Bank 181, „Kaserne"-Profil. — 0,82 ×.

Fig. 7. *Taramelliceras* (M.) *exopleurum* n. sp. S. 60
Holotyp.
Stotzenfazies, „Schneider"-Steinbruch. — 0,82 ×.

Fig. 8. *Taramelliceras* (M.) *exopleurum* n. sp. S. 60
Paratypoid.
Stotzenfazies, „Schneider"-Steinbruch. — 0,82 ×.

Fig. 9. *Taramelliceras* (M.) *wenzeli* (OPPEL). S. 60
Bank S25, „Schneider"-Profil. — 0,82 ×.

Fig. 10. *Sutneria* (E.) *praecursor* DIETERICH. S. 81
Grob beripptes Exemplar.
Bank S19, „Schneider"-Profil. — 0,82 ×.

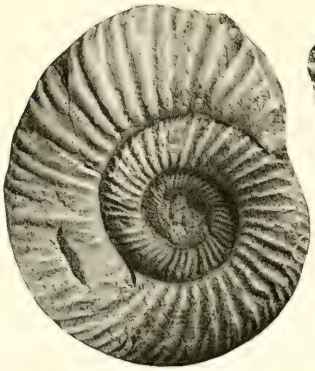
Fig. 11. *Sutneria* (E.) *praecursor* DIETERICH. S. 81
Feiner berippt als Fig. 10.
Bank S20, „Schneider"-Profil. — 0,82 ×.

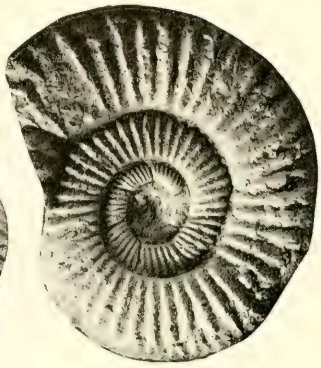
Fig. 12. *Sutneria* (S.) galar (OPPEL). S. 81
Fein beripptes Exemplar.
Bank S30, „Schneider"-Profil. — 0,82 ×.

Fig. 13. *Sutneria* (S.) galar (OPPEL). S. 81
Die SR sind auf der WK relativ grob.
Bank S29, „Schneider"-Profil. — 0,82 ×.

Fig. 14. *Sutneria* (S.) *platynota* (REINECKE). S. 81
Bank S35, „Schneider"-Profil. — 0,82 ×.

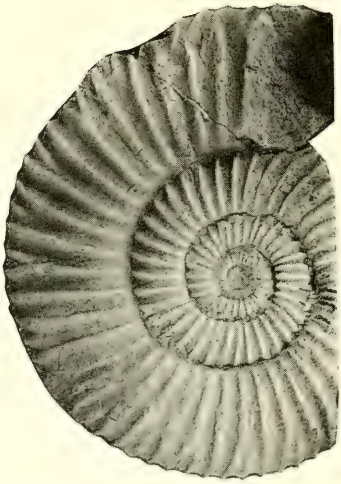
1

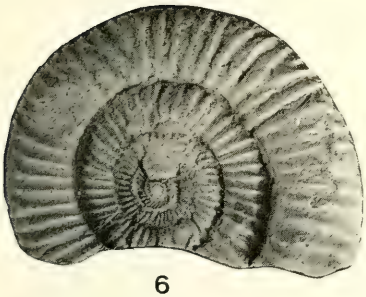

2

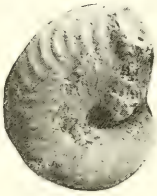

3

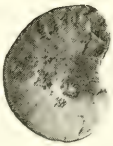
4

5 b


5 a

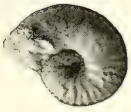

6

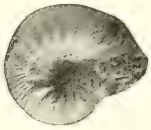

7

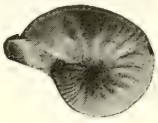

8

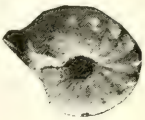
9

10


11


12


13


14

Tafel 10

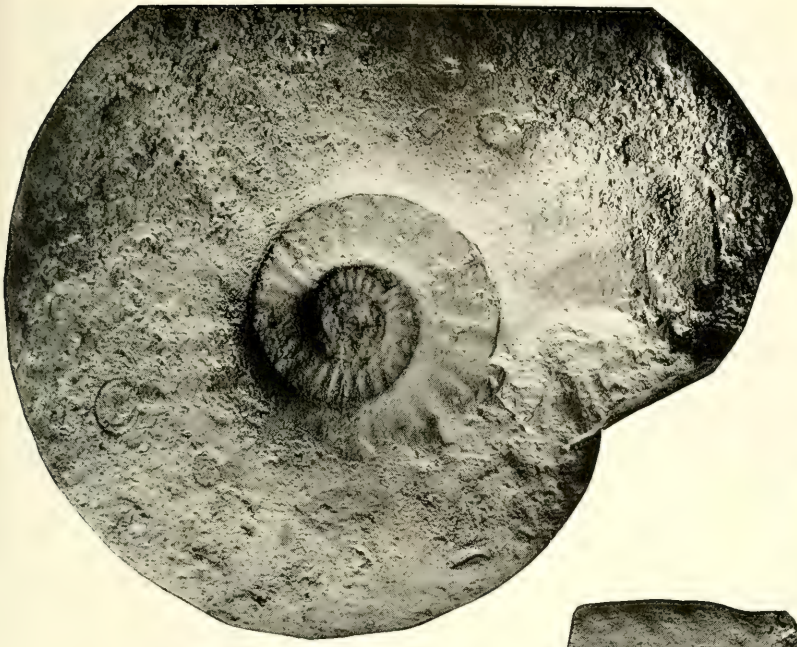
Fig. 1. *Ringsteadia* (V.) *weinlandi* (FISCHER). S. 79
a: Flankenansicht, b: Externansicht.
Bank S16, „Schneider"-Profil. — 0,42 ×.

Fig. 2. *Idoceras* sp. S. 75
Stark evolut, grob berippt.
Bank S14, „Schneider"-Profil. — 0,42 ×.

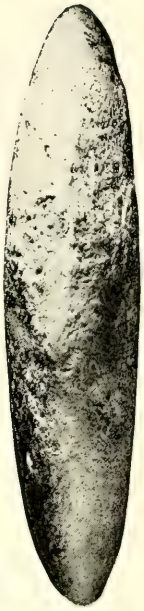
Fig. 3. *Idoceras* sp. S. 75
Krankes Exemplar, daher der gestörte Verlauf der Rippen auf dem äußeren Umgang.
Bank S14, „Schneider"-Profil. — 0,42 ×.

Fig. 4. *Idoceras* sp. S. 75
Bruchstück.
Bank S14, „Schneider"-Profil. — 0,42 ×.

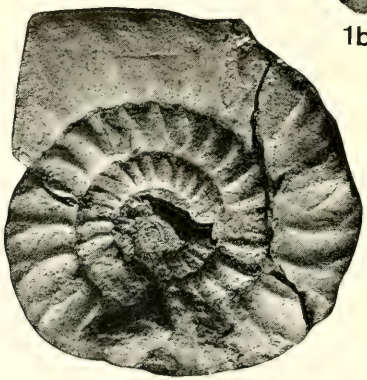
Fig. 5. *Nebrodites* (*M.*) *evolutus* (GEMMELLARO). S. 78
Bank S25, „Schneider"-Profil. — 0,84 ×.



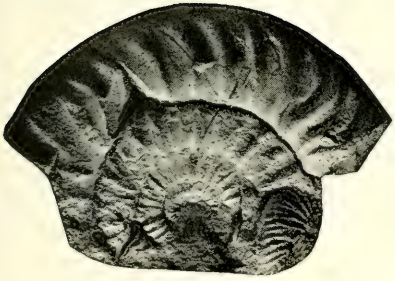
1a



1b



2



3

5

4

Tafel 11

Fig. 1. Übergang von der Bankfazies (rechts im Bild) zur Stotzenfazies an der nördlichen Wand des „Schneider"-Steinbruches.
Das Ansteigen und Anschwellen der Bänke zum Stotzen hin läßt sich anhand der Mergellagen bzw. Schichtfugen gut verfolgen. Einige Mergelzwischenlagen bleiben dabei aus, die Bänke werden dadurch mächtiger und gehen allmählich in massige, ungebankte Kalke über.

Fig. 2. Bankfazies, erschlossen an der südöstlichen bis östlichen Wand des „Schneider"-Steinbruches. Die Kalkbänke, nur von dünnen Mergellagen getrennt, sind gleichmäßig geschichtet und zeigen die für die Oberweiler Schichten übliche Durchschnittsmächtigkeit von ca. 20 cm an. Das Ansteigen der Bänke nach N zu in Richtung auf die Stotzen ist auch hier erkennbar.

Fig. 3. Kleiner, ungeschichteter, von geschichteten Sedimenten umgebener Stotzen innerhalb des räumlich stark ausgedehnten Stotzens ST1 an der nördlichen Wand des „Schneider"-Steinbruches.

Fig. 4. Plattige Schwämme können im Gestein lagig-horizontal oder/und in geneigter Lage mit unregelmäßig-wellenförmigem Verlauf oder in willkürlich abgewinkelter bzw. abgeknickter Form eingebettet sein. Der Verwitterungswiderstand der verkalkten Mumien kommt hierbei gut zum Ausdruck.

Plate 11

Fig. 1. Transition mud-mound/bedded facies. N face of „Schneider" quarry. Increasing of bed thickness toward the mound is clearly identifiable by following the marly bands. Some bands disappear altogether and massive limestones prevail.

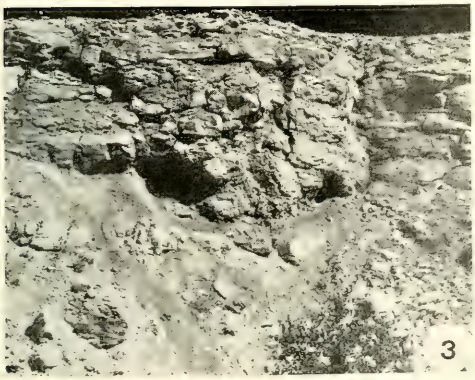
Fig. 2. Bedded facies. SE to E faces of the "Schneider" quarry. Top of Oberweiler member, dipping off-mound (mound left; not in picture). Average thickness of limestone beds: 20 cm. Marly intercalcations thin.

Fig. 3. Small mud-mound flanked by layered sediments. This is a detail of the large and extended mound ST_1, cut open at the N face of the "Schneider" quarry.

Fig. 4. Platy sponges may be embedded either horizontally or/and obliquely. In the latter case undulatory, bent, and angulate sponge sections are met.
Resistance against weathering allows easy recognition of the strongly calcified sponge mummies.

1

2


3

4

Acme
Bookbinding Co., Inc.
100 Cambridge St.
Charlestown, MA 02129

ERNST MAYR LIBRARY
3 2044 114 276 470

Date Due

APR 30 1995	